



Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie: Approche morphotectonique et géochronologique

Riccardo Vassallo

► To cite this version:

Riccardo Vassallo. Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie: Approche morphotectonique et géochronologique. Géomorphologie. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2006. Français. NNT: . tel-00136399

HAL Id: tel-00136399

<https://theses.hal.science/tel-00136399>

Submitted on 13 Mar 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

***Discipline : Structure et Evolution de la Terre et des Planètes
Formation Doctorale : Structure et Evolution de la Lithosphère
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau***

présentée et soutenue publiquement

par

Riccardo VASSALLO

Le 29 novembre 2006

**Chronologie et évolution des reliefs dans la région
Mongolie-Sibérie:
Approche morphotectonique et géochronologique**

JURY

M. Jean-François Ritz
M. Jacques Déverchère
M. Edward Sobel
M. Hervé Philip
M. Jérôme Van der Woerd
Mme Daniela Pantosti
M. Marc Jolivet
M. Régis Braucher

CR1, CNRS, UM2
Professeur, Brest
Enseignant-chercheur, Potsdam
Professeur, UM2
CR1, CNRS, Strasbourg
Directeur de recherche, INGV, Rome
CR2, CNRS, UM2
CR1, CNRS, CEREGE, Aix

Directeur de Thèse
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examinatrice
Examineur
Examineur

Avant-propos

La réalisation de cette thèse a été possible grâce aux financements du programme du CNRS « Reliefs de la Terre », du Laboratoire Dynamique de la Lithosphère de Montpellier, du CEREGE d'Aix-en-Provence, et d'un projet franco-russe avec l'Institute of Earth Crust d'Irkutsk.

*« Vous êtes quelqu'un de très superficiel...
lithosphériquement parlant ! »*

M. Mattauer

Remerciements

C'est avec un grand soulagement que j'en suis à écrire cette page, car ça signifie que tout ce qui suit dans ce manuscrit a pu être achevé comme il le fallait et comme je l'espérais. Quand je repense aux dernières semaines, à la fois interminables et trop courtes pour finir dans les temps prévus, je me demande s'il ne faut pas être complètement fou pour décider volontairement de faire une thèse... Maintenant que ce travail se termine, en repensant aux trois ans qui viennent de passer je me dis que sans cette folie j'aurais manqué une sacrée expérience, scientifique et avant tout humaine. C'est pour ça que ma première pensée va de devoir à toutes les personnes spéciales (et elles sont beaucoup !) que j'ai eu la chance de rencontrer grâce à cette thèse et qui, même sans avoir contribué directement à la réalisation de ce travail, par leur amitié et leur soutien ont été très importantes pour moi.

Je suis donc très reconnaissant à Jeff, qu'il y a quatre ans a eu l'excellente idée de me proposer un DEA sur la Mongolie qui a finalement mené à un chemin beaucoup plus long et passionnant de ce que j'aurais pu imaginer. Je remercie Jeff, chef et ami, pour ce chemin parcouru ensemble et surtout pour m'avoir fait découvrir cette merveille qu'est le massif d'Ih Bogd. Mais également pour sa pédagogie dans l'apprentissage des secrets de la morphotectonique, pour son intérêt sincère envers mes idées, souvent cafouilleuses et toujours exprimées de façon trop prudente, et pour sa remarquable capacité à les mettre en valeur.

Un énorme remerciement va également à Marc, pour sa présence constante et son implication déterminante dans ce travail. Merci pour m'avoir transmis son expérience précieuse de l'Asie et du monde des traces de fission, et pour son dévouement dans la correction de mes écrits romanesques. Et, bien sûr, je n'oublierai pas non plus notre pacte d'alliance italo-bretonne dans la conquête des plateaux de tous les massifs mongols et sibériens.

Je tiens à remercier chaleureusement Régis qui, après m'avoir initié à la cuisine du ¹⁰Be dans les salles de chimie du Cerege, a accepté pour bien deux fois de partager avec moi tente et moustiques au fond de la Mongolie. Nos divergences d'opinion au niveau scientifique (parfois, c'est vrai, un peu houleuses...) ne diminuent en rien ma sympathie envers lui, et au contraire elles ont eu le mérite de me pousser à approfondir les questions qui se posent au sujet des datations.

Après mes trois chefs, un grand merci va à Christophe, fidèle compagnon d'aventure au cours de ces trois missions asiatiques, pour sa bonne humeur chronique sur le terrain et pour la réalisation d'une quantité industrielle de documents d'imagerie, dont un infime pourcentage remplit les pages de cette thèse. Malheureusement pour lui, tout cela n'est quand même pas suffisant pour remettre en question la coupe du Monde!

Pour la bonne ambiance en Mongolie je remercie beaucoup Alain, qui avec son légendaire coup de boule ferait sûrement un excellent lutteur au Nadam (nous penserons à l'inscrire lors de la prochaine mission), et Christian, qui a dû développer une répulsion naturelle au mouton aussi forte que moi envers les sardines...

Merci infiniment à Todbileg, pour son organisation impeccable de la logistique et pour son hospitalité en terre mongole, et à Bayasgalan pour son aide diplomatique et pour le super workshop sur Bolnay auquel j'ai eu l'honneur et la chance de participer.

De même, un grandissime merci va à mes collègues et amis russes pour leur chaleureux accueil à Irkutsk et l'inoubliable voyage dans les montagnes de Sayan. Merci à Sergei pour sa contribution décisive dans le creusement des tranchées, pour sa patiente assistance dans mes innombrables parties de pêche infructueuses, et pour le super-film qu'il a réalisé sur nos meilleurs (et pires...) moments. Et merci à Nastia, pour sa gentillesse sans égale, pour son courage dans l'ascension des sommets mongols et sibériens, et pour sa fabuleuse confiture de framboises !

J'aimerais remercier aussi tous les gens qui ont collaboré à la réussite de ces missions, notamment Java et Baianaa, cook Myaga, et mes grands amis chauffeurs Kana, Sugii, Tsolmon et le tigre de Sibérie Micha.

Même s'il n'a pas pu participer aux missions, Sébastien a été un de mes interlocuteurs principaux tout au long de cette thèse, et une grande partie de ce travail n'aurait jamais abouti sans son intervention. Je ne sais pas comment le remercier pour sa disponibilité, son encouragement, ses conseils, et son soutien concret dans les moments difficiles.

Je remercie tous les permanents du labo de Montpellier que j'ai côtoyé durant ces années pour leur convivialité et les discussions que j'ai pu avoir avec eux, dans le désordre et dans une liste non exhaustive Stéphane, Jacques, Serge, Yves, Pierre, Jean, Alfredo, Michel, Séverin, Laurent, Françoise, Maurice, Hervé, Roger... sans oublier les meilleures secrétaires du monde, Marie-France, Céline, Gaël et Nathalie ; Philippe, Christophe, Franck, Jean-Jacques et Jean pour leur aide technique ; les rois de l'informatique Tan et Josiane sans qui je serais perdu ; ma dessinatrice préférée, Anne, à qui je dois un remerciement spécial pour la réalisation de quelques figures de cette thèse et plus généralement pour son énergie positive et contagieuse.

Merci pour la bonne ambiance à tous les doctorants et jeunes fonctionnaires, à partir de mon co-bureau part-time Vahan, et puis Seb, Nico, Thomas, Michael, Eric, Véro, Marion, Andy, Rémi, Nicolas, Felipe, Bruno, Florian, Pierre, Arnaud, Cédric, Philippe, Hamid, Sharyar, Akram, Jen, Anne-Elisabeth, Chrstine, Jana, André, César, Ingrid, Yasmine, Luisa, Andrea, Marwan et beaucoup d'autres... naturellement un merci particulier va à Fabien, coloc et voisin de bureau, pour toutes nos discussions d'ordre géologique et non, pour les matchs de foot et entre autre pour avoir essayé de s'occuper de mes plantes lors de mes absences, hélas avec des résultats catastrophiques. Et un merci gigantesque à Florence pour son aide in extremis sur la rédaction de la bibliographie.

Je voudrais remercier mes grands amis Yo, Luigi, et Maryline pour leur soutien et pour m'avoir généreusement offert un toit lors de mes déplacements dans l'Héxagone. Une pensée très forte va aussi à Vé et Andrea, pour la solidarité réciproque à distance pendant les dernières phases critiques de la rédaction.

Je dois dire un grand merci à Maurice Mattauer, pour l'intérêt qu'il a manifesté envers mes recherches et pour les nombreuses et très enrichissantes discussions que j'ai eu le plaisir d'avoir avec lui lors de ses quotidiennes 'irruptions' dans mon bureau.

Je me souviendrai toujours des collègues avec lesquels j'ai pu partager l'expérience du formidable métier de l'enseignement, notamment Suzanne, Stéphanie, Benoît, Youri, Aude et Jean-Patrick. Et bien sûr merci à mes étudiants, auxquels j'espère avoir réussi à apprendre les cotés passionnants de la géologie (en tout cas eux m'ont appris beaucoup d'autres choses !).

Parmi tous ces étudiants, je dois un remerciement plus que spécial à Raquel, qui a fait un gros travail lors de son master, sans lequel cette thèse serait incomplète, et grâce à qui maintenant j'ai une idée beaucoup plus claire de tout ce qu'implique l'encadrement d'un travail de recherche. Merci aussi pour son amitié et ses encouragements.

Je remercie Nicolas Arnaud, Stéphanie Brichau et Danny Stockli pour les données de thermochronologie qui ont servi à compléter mes résultats. Merci aussi à tous les gens avec qui j'ai eu la chance de discuter à propos de mon sujet en dehors de Montpellier et qui m'ont aidé dans mes réflexions : je pense à Didier Bourlès, Antoine Schlupp, Dickson Cunningham, Douwe Van Hinsbergen, Johan De Grave, Antoine Demoux, Amit Mushkin, etc.

Je tiens à remercier les membres du jury, Jacques Déverchère, Edward Sobel, Daniela Pantosti, Jérôme Van der Woerd et Hervé Philip pour avoir accepté d'examiner mon travail.

Enfin, merci de tout cœur à mes parents et à ma sœur pour leur soutien inconditionnel, même s'ils doivent toujours se demander qu'est-ce que j'ai fabriqué avec mes 300 kg de cailloux mongols et à quoi ça sert au fond ce fameux béryllium...

J'aimerais dédier cette thèse à mon grand-père, sans qui je ne serais jamais arrivé jusqu'ici.

TABLE DES MATIERES

I. INTRODUCTION ET CADRE TECTONIQUE	10
II. PRESENTATION DES TECHNIQUES UTILISEES.....	22
2.1 Analyse morphotectonique	22
2.1.1 Observation des structures et des marqueurs morphotectoniques.....	26
2.1.2 Cartographie des marqueurs morphotectoniques	32
2.1.3 Mesure de la topographie	34
2.2 Datation par la méthode ^{10}Be in situ.....	36
2.2.1 Intérêt de la méthode	36
2.2.2 Principe de la datation	37
2.2.3 Équations	39
2.2.4 Application à la morphotectonique	42
2.3 Thermochronologie traces de fission sur apatite.....	45
2.3.1 Principes de la méthode.....	45
2.3.2 Signification des âges traces de fission et modèles température – temps	49
III. AGES ET VITESSES DES PROCESSUS TECTONIQUES DANS LE GOBI-ALTAY.....	51
3.1 Quantification des vitesses pléistocènes-holocènes des failles dans la chaîne de Gurvan Bogd (Gobi-Altay) par datation ^{10}Be de cônes alluviaux décalés	53
3.1.1 Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia) (Geological Society of America Special Paper 415, p. 87–110, doi: 10.1130/2006.2415(06))	54

3.2 Détermination de l'âge du début de la surrection des massifs de Gurvan Bogd par analyse traces de fission sur apatite.....	79
3.2.1 Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis (en révision pour EPSL)	81
3.2.2 Analyses complémentaires traces de fission sur Ih Bogd. Datation ^{40}Ar - ^{39}Ar du basalte sommital	105
3.2.3 Analyse U-Th/He sur Ih Bogd. Conclusions sur la thermochronologie basse température	111
3.3 Evolution du relief et de la déformation au cours de la surrection du massif d'Ih Bogd	113
3.3.1 Analyzing fluvial terraces and faults pattern evolution within an intracontinental massif in the Gobi-Altay (Mongolia). Implications on tectonic and geomorphologic processes (soumis à Tectonics).....	117
IV. AGES ET VITESSES DES PROCESSUS TECTONIQUES DANS L'ALTAY MONGOL	168
4.1 Quantification des vitesses pléistocènes-holocènes des failles dans la chaîne de l'Altay Mongol.....	170
4.1.1 Quantification de la vitesse horizontale de la faille de Hovd au niveau du massif de Tsambagarav	172
4.1.2 Quantification de la vitesse verticale et horizontale de la faille de Hovd au niveau du massif d'Ih Turgén.....	178
4.2 Analyse traces de fission des massifs de Baatar Khairhanii et d'Ih Turgén dans l'Altay Mongol.....	183
4.2.1 Histoire cénozoïque et anté-cénozoïque du massif de Baatar Khairhanii.....	185
• Analyse morphotectonique	
• Résultats des analyses traces de fission et U-Th/He	
• Modélisations des chemins température-temps	
• Interprétation des résultats	
4.2.2 Histoire cénozoïque et ante-cénozoïque du massif d'Ih Turgén	197
• Analyse morphotectonique	

- Résultats de l'analyse traces de fission
- Interprétation des résultats

V.	ANALYSE MORPHOTECTONIQUE DANS LA CHAÎNE DE SAYAN OCCIDENTALE	208
VI.	PROTOCOLE D'ÉCHANTILLONNAGE ¹⁰Be ET INTERPRÉTATION DES DONNÉES : DISCUSSION	220
	6.1 Échantillonnage de surface.....	221
	6.2 Échantillonnage le long de profils en profondeur	227
	6.2.1 Le ¹⁰ Be hérité	227
	6.2.2 Le taux d'érosion.....	230
VII.	DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSIONS	233
VIII.	BIBLIOGRAPHIE	243

ANNEXE A

Article : R. Vassallo, J-F. Ritz, R. Braucher and S. Carretier, 2005. Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ¹⁰Be in the Gurvan Bogd mountain (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications, Terra Nova 17, 278-285, doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00612.x.

ANNEXE B

Données annexes de l'analyse traces de fission

ANNEXE C

Données brutes de l'analyse U-Th/He

I. INTRODUCTION ET CADRE TECTONIQUE

L'objectif principal de cette thèse est de reconstruire l'histoire des reliefs de la région Mongolie-Sibérie, dans le but de comprendre leur genèse et leur évolution dans le contexte de la collision Inde-Asie. La chronologie de la surrection des chaînes de montagnes du Gobi-Altay, de l'Altay et de Sayan, les plus septentrionales de l'Asie centrale, n'est pas encore établie, notamment du fait de l'absence de séries biostratigraphiques et/ou volcaniques cénozoïques. On ne connaît toujours pas l'âge du début de la déformation transpressive dans cette région. Cette déformation suit-elle un schéma de propagation en séquence depuis le front himalayen vers le craton sibérien ? Comment interagissent les deux champs de déformation transpressif et transtensif associés respectivement aux chaînes mongolo-sibériennes et aux rifts de la zone Baïkal dans la construction du relief ?

Pour répondre à ces questions, nous analysons les déformations actuelles dans ces chaînes, et reconstituons leur évolution au cours du temps. Pour ce faire, nous mettons en œuvre une double approche morphotectonique et géochronologique. Dans un premier temps, nous étudions les géométries et les cinématiques des failles actives qui affectent ces systèmes. En couplant analyse morphotectonique et datation ^{10}Be , nous déterminons les vitesses de glissement long terme le long de ces failles.

Dans un deuxième temps, nous étudions l'histoire de la surrection des reliefs. L'analyse traces de fission sur apatite nous permet de déterminer l'âge du refroidissement du socle associé aux mouvements verticaux des premiers kilomètres de la croûte, tandis que l'analyse morphotectonique couplée aux datations ^{10}Be de terrasses abandonnées, nous permet d'étudier les interactions entre processus tectoniques climatiques et érosifs au sein du massif d'Ih Bogd dans le Gobi-Altay. L'ensemble de ces résultats nous permet de quantifier

les processus tectoniques qui ont affecté le massif sur le long terme (10^6 - 10^7 ans) et le moyen terme (10^4 - 10^5 ans).

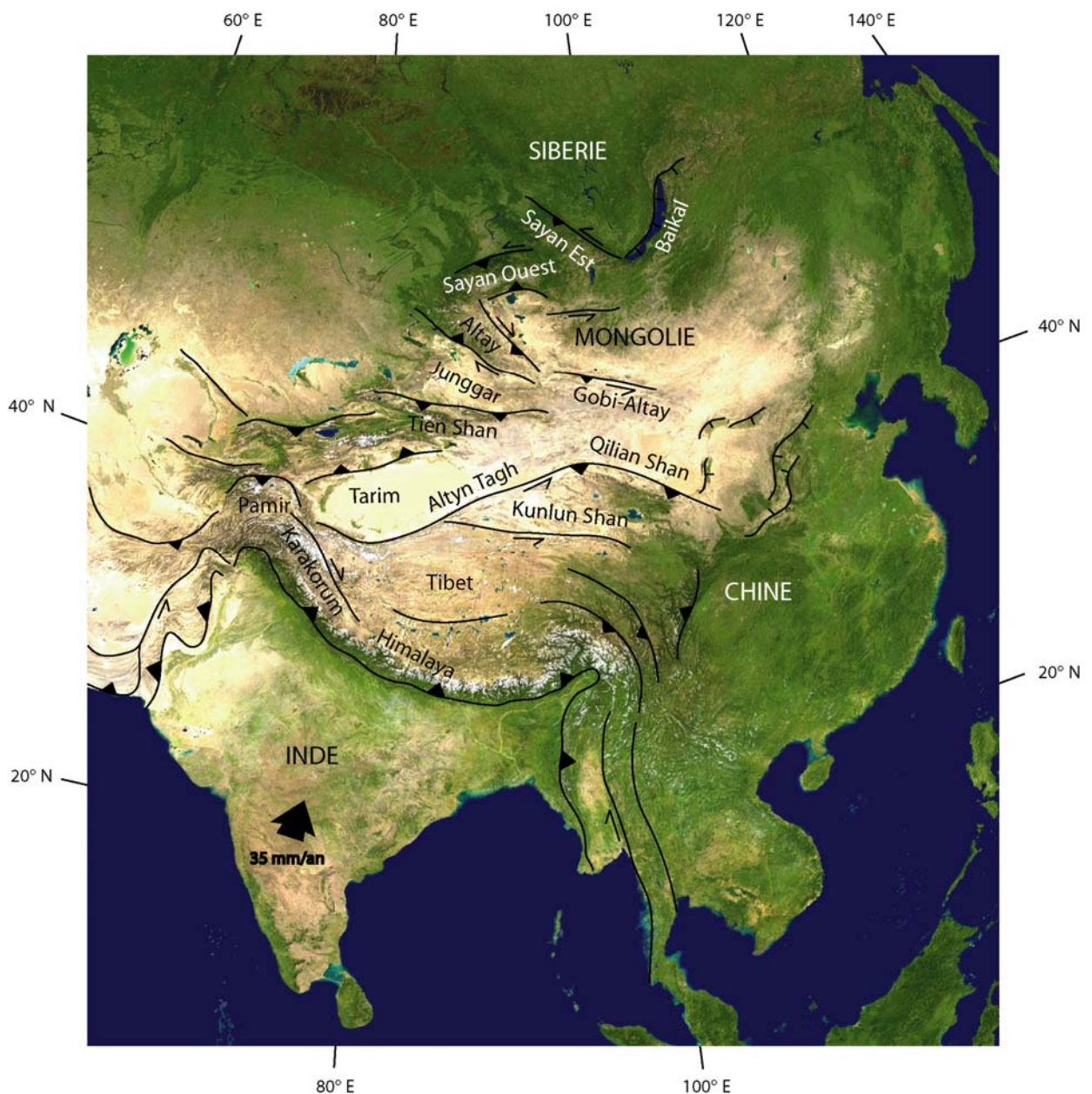


Figure I.1 : Carte tectonique simplifiée de l'Asie, avec les principales failles et chaînes de montagnes associées à la collision Inde-Asie. La convergence entre l'Inde et la Sibirie est donnée par le GPS (Bettinelli et al., 2006).

L'Asie Centrale est caractérisée par une déformation transpressive qui, sur une distance d'environ 3000 km depuis le front de collision himalayen jusqu'au craton sibérien,

accommode la convergence NNE-SSW entre l'Inde et l'Eurasie (e. g. Molnar and Tapponnier, 1975 ; Tapponnier and Molnar, 1979 ; England and Houseman, 1986 ; Cobbold and Davy, 1988 ; Le Pichon et al., 1992) (Figure I.1). Cette déformation intra-plaque, active depuis le début de la collision paléocène-éocène (Patriat et Achache, 1984 ; Besse et al., 1984 ; Patzelt et al., 1996), se traduit en surface par la construction de chaînes de montagnes contrôlées par l'activité de grandes failles décrochantes (au jeu souvent oblique) associées à des segments de failles inverses. Ces chaînes reprennent les directions de la « fabrique crustale » à grande échelle héritée des orogénèses calédonienne et hercynienne (e. g. Florensov et Solonenko, 1965 ; Sengor et al., 1993 ; Mossakovsky et al., 1993). Leur construction est donc contrôlée en grande partie par la réactivation d'anciennes structures tectoniques (Windley et al., 1990 ; Allen et al., 1993 ; Dobretsov et al., 1995 ; Schlupp, 1996 ; Cunningham, 1998).

Les reliefs de la région Mongolie – Sibérie sont caractérisés par l'existence de chaînes linéaires : le Gobi-Altay, l'Altay, Sayan orientale et Sayan occidentale (Figure I.2). Ces reliefs sont situés au niveau de l'ancienne chaîne des Altaïds, construite par l'accrétion successive de différents blocs continentaux au Paléozoïque (e.g. Sengor et al., 1993 ; Mossakovsky et al., 1993) (Figure I.3). Les chaînes du Gobi-Altay, de Sayan orientale et de Sayan occidentale se forment dans des systèmes de déformation transpressifs senestres, avec des directions générales respectives N 100°E, N 140°E et N 80°E, tandis que la chaîne de l'Altay se forme dans un système transpressif dextre, avec une direction générale N 160°E. Ces chaînes ceinturent par l'Ouest le dôme de Hangay, vaste massif de forme sub-circulaire dont l'origine et la nature sont toujours débattues - s'agit-il d'une vaste zone de surrection, liée au flambage de la lithosphère sous l'effet des contraintes compressives issues de la collision himalayenne, ou s'agit-il d'un relief lié à la présence d'un dôme asthénosphérique en profondeur ? - (e. g. Cunningham, 2001 ; Petit et al., 2002 ; Bayasgalan et al., 2005).

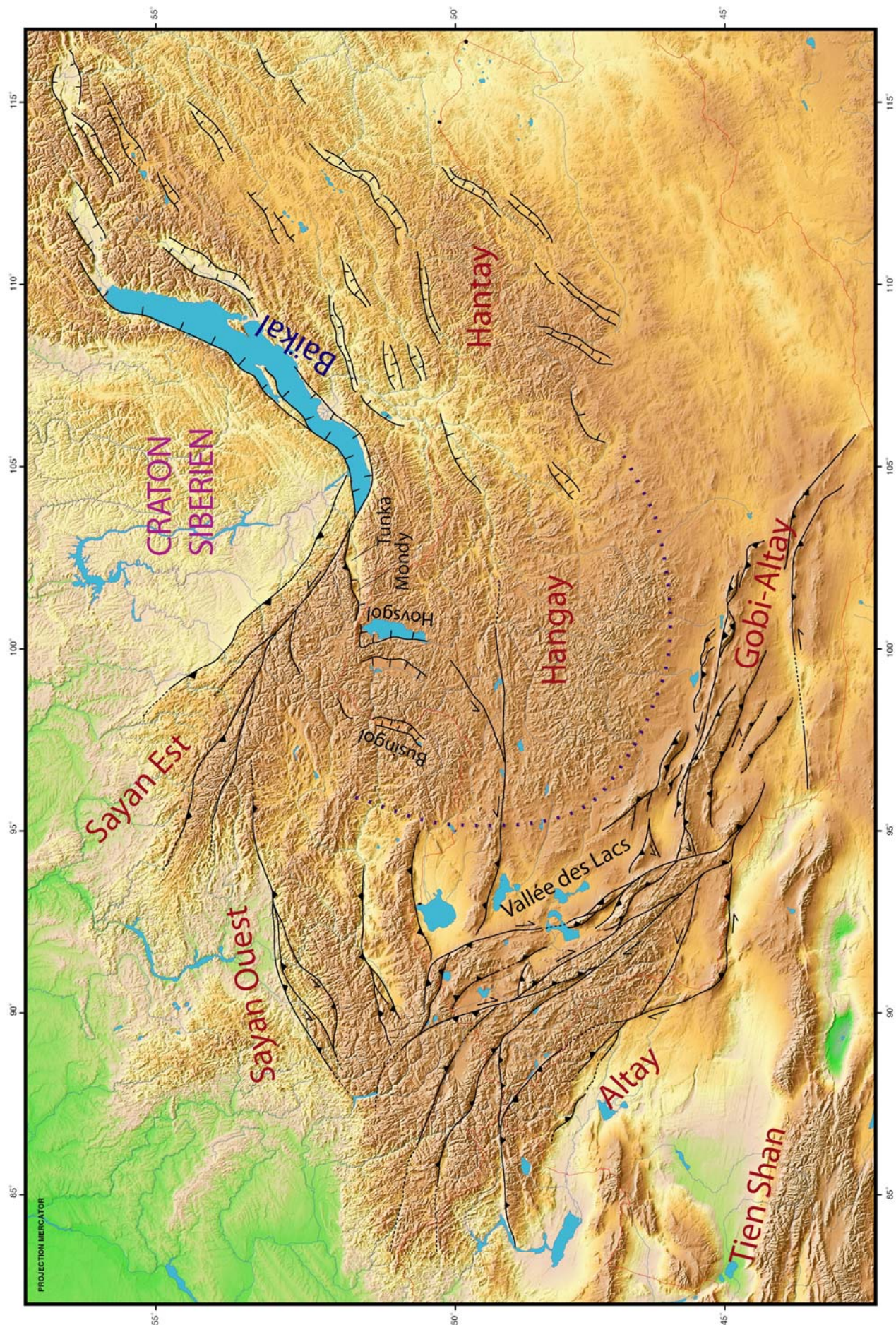


Figure 1.2 : Carte des failles cénozoïques de la région Mongolie-Sibérie sur fond topographique réalisé à partir de données topo30. La localisation des failles et leur cinématique se base à la fois sur l'analyse d'images satellitaires, de la topographie et de données de terrain, et sur la compilation des travaux de Schlupp (1998, 2005) et Ritz (2003).

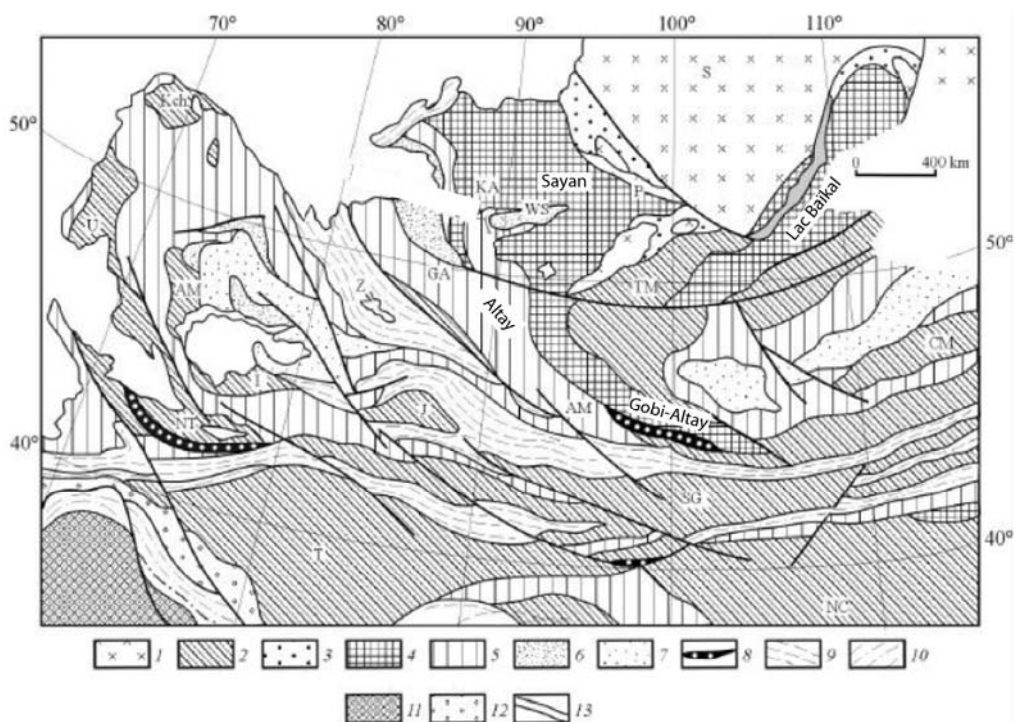


Figure 1.3 : Héritage structural de la région Mongolie-Sibérie (d'après Mossakovsky et al., 1993). Noter le parallélisme entre les structures anciennes et les chaînes de montagnes actuelles. 1,2 : plateformes et microcontinents (1 : groupe Sibérien, 2 : groupe Gondwanien) ; 3-5 : zones d'accrétion (3 : Riphéen Supérieur, 4 : Salair, 5 : Calédonien) ; 6-7 : bassins sédimentaires (6 : Calédonien, 7 : Hercynien) ; 8-11 : chaînes de collision (8 : Calédonien, 9-10 : Hercynien, 11 : Mésozoïque) ; 12 : dépression de Predkurlun ; 13 : failles majeures.

Dans la partie orientale de la région Mongolie-Sibérie, du fait de l'orientation des contraintes principales par rapport à la géométrie du craton sibérien, le régime de déformation passe d'un état transpressif à un état transtensif (Petit et al., 1996) (figure I.2). La question de la genèse du système de rifts de la zone Baikal - origine tectonique (passive) ou mantellique (active) - a longtemps été débattue (e.g. Tapponnier and Molnar, 1979 ; Logatchev, 1993 ; Mazilov et al., 1993 ; Rasskazov et al., 1994 ; Delvaux et al., 1997 ; Baljinnyam et al., 1993). L'enregistrement sédimentaire et volcanique dans les bassins place le début du fonctionnement du système Baikal à l'Eocène-Oligocène avec une accélération de la

tectonique extensive au Miocène Terminal – Pléistocène (Logatchev and Florensov, 1978 ; Logatchev and Zorin, 1987 ; Logatchev, 1993 ; Mazilov et al., 1993 ; Rasskazov et al., 1994 ; Delvaux et al., 1997).



A

B



Figure I.4 : Photos des plateaux sommitaux des massifs d'Ih Bogd (Gobi-Altay) (A) et de Baatar Khairhanii (Altay) (B), culminant à environ 4000 m d'altitude.

Une des caractéristiques morphologiques des reliefs dans les chaînes mongolo-sibériennes est l'existence de plateaux sommitaux, interprétés comme les reliques d'anciennes

surfaces d'érosion soulevées par la tectonique cénozoïque (Figure I.4) (Florensov et Solonenko, 1965 ; Baljinnyam et al., 1993 ; Ritz et al., 2003). Pour certains auteurs, la préservation de ces surfaces suggère que la surrection de ces chaînes de montagnes est récente (i.e. Quaternaire) (Florensov et Solonenko, 1965 ; Baljinnyam et al., 1993). Pour d'autres, elle ne serait pas si jeune (10-20 Ma) et la préservation des surfaces d'érosion sommitales serait due à l'aridité du climat régional (Ritz et al., 2003). Quoi qu'il en soit, l'idée générale est que la formation des reliefs du Gobi-Altay, de l'Altay et de Sayan occidentale, est postérieure à celle des chaînes plus méridionales d'Asie Centrale (Kunlun Shan, Qilian Shan, Tien Shan), dont la morphologie apparaît plus découpée.

Les massifs, culminant par endroits à plus de 4000 m d'altitude, se situent généralement au niveau des zones de relais compressifs. À ces endroits, la géométrie décrochante de la faille principale varie et la cinématique devient oblique ou alors se partitionne entre segments inverses et segments décrochants (Cunningham, 2005). Les grands décrochements mesurent jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de long, et à leur terminaison ils changent de direction (vers la droite dans les systèmes senestres et vers la gauche dans les systèmes dextres) en acquérant une composante dominante inverse (cf. Bayasgalan et al., 1999a). Ces failles ont donné lieu à des séismes de magnitude égale ou supérieure à 8, comme ce fut le cas quatre fois au cours du dernier siècle (Tsetserleg et Bolnay, 1905 ; Fu-Yun, 1931 ; Gobi-Altay, 1957) (Florensov et Solonenko, 1965 ; Baljinnyam et al., 1993 ; Kurushin et al., 1997). Au-delà de ces grands tremblements de terre, cette région présente une sismicité intense au cours du dernier siècle, en grande partie localisée au niveau des chaînes en surrection (Gobi-Altay, bordures Est et Ouest de l'Altay, Sayan) et des bassins associés au rifting (Baikal, Tunka, Hovsgol, Busingol) (figure I.5). Malgré la distance du front de collision, situé à plus de 2000 km au Sud, cette région apparaît ainsi comme une des zones intra-continentales les plus actives au monde.

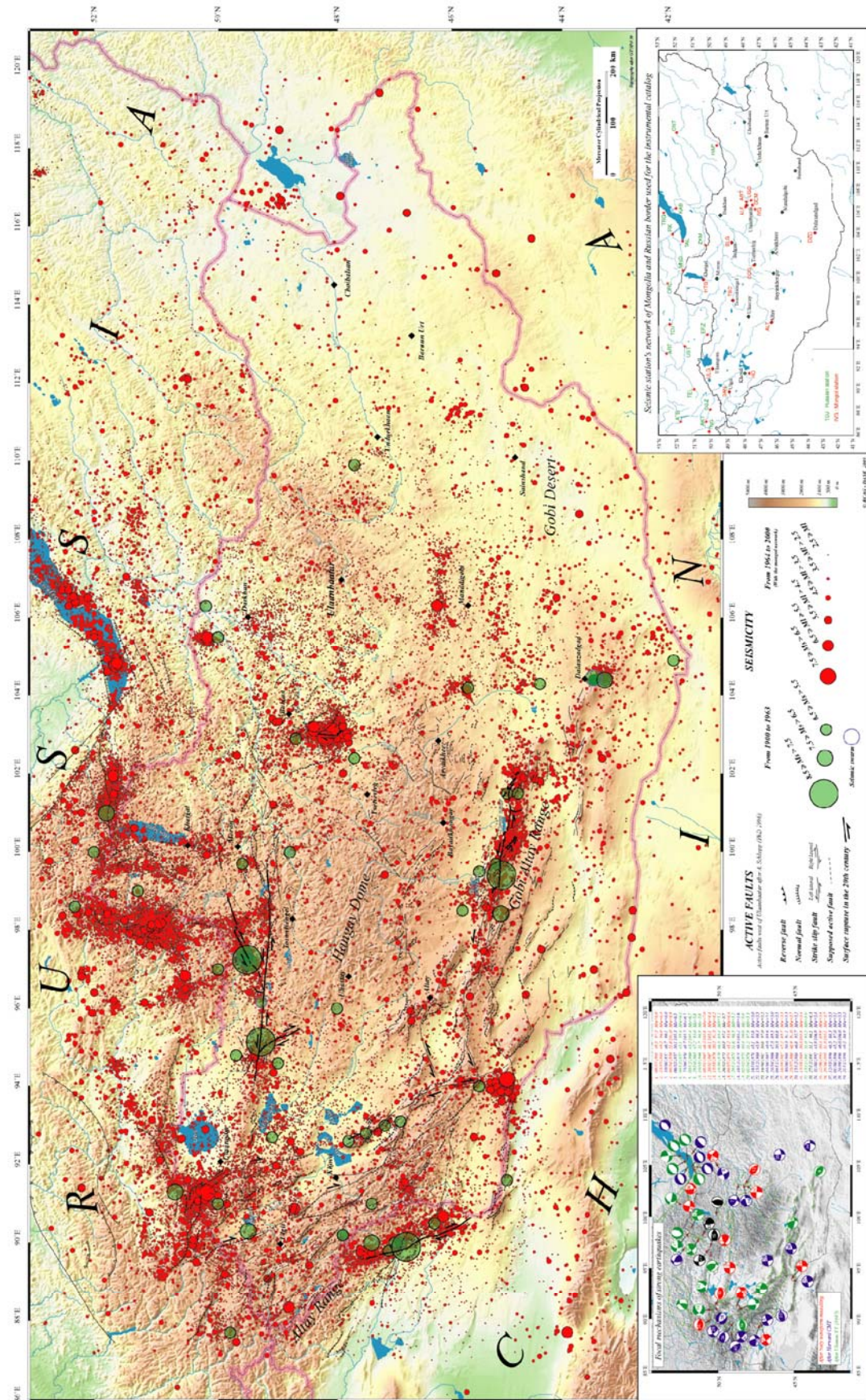


Figure 1.5 : Carte de la sismicité de la Mongolie au cours du dernier siècle (Adiya et al., 2003).
 Noter la concentration de la sismicité au niveau de la partie orientale du Gobi-Altay, des bordures
 orientale et occidentale de l'Altay, et des bassins transtensionnels éo-oligocènes.

L'activité tectonique de cette région est aussi documentée par les données GPS à l'échelle de l'Asie et de la Mongolie-Sibérie (Calais et al., 2003) (Figure I.6A). En effet, même si une grande partie du raccourcissement intracontinental généré par la convergence Inde-Sibérie (~35 mm/an (Bettinelli et al., 2006)) est absorbé au niveau des chaînes tibétaines et chinoises, environ 15% de cette déformation est absorbé au Nord du Tien Shan. Dans cette région, le champ de déplacement (intersismique) apparaît non homogène, avec des déplacements orientés vers le NNE à travers la chaîne de l'Altay, vers l'Est dans le Gobi-Altay et en Mongolie Centrale, et vers le Sud-Est en Mongolie Orientale. Les différences des vitesses de déplacement entre le Sud et le Nord de l'Altay indiquent un raccourcissement d'~7 mm/an sur un axe NNE-SSW. Ce résultat est cohérent avec le partitionnement de la déformation observé dans la sismicité (Figure I.6B) (Bayasgalan et al., 2005) et dans la morphologie (Ulziibat, 2006 ; Walker et al., 2006) montrant dans l'ensemble un glissement NW-SE sur les décrochements N160°E et sur les segments de failles inverses (N100°E) à leur terminaison, et un glissement NE-SW sur les failles inverses qui sont parallèles aux décrochements. De même, le champ de déplacement et les vitesses GPS apparaissent cohérents au niveau de la faille de Bogd – même si Calais et al. (2003) et Vergnolle et al. (2003) ne donnent pas d'estimation de vitesse pour la faille de Bogd, la différence des vecteurs des stations KHAR et TEEG, situées respectivement au Sud et au Nord de la faille (Figure I.6A), suggère un taux de chargement intersismique, de l'ordre d'1 mm/an, comparable à la vitesse de glissement senestre long terme estimée par Ritz et al. (1995) -. Par contre, la vitesse de déplacements des points GPS situés dans le dôme de Hangay, indique une vitesse beaucoup plus élevée par rapport à la zone de Bogd. Il est difficile de considérer ces vitesses comme représentatives de la déformation intersismique, car elles signifieraient que le dôme de Hangay est soit limité au Sud par un décrochement dextre parallèle à la faille de Bogd – ce qui n'a ni de réalité ni de sens - soit qu'il est recoupé par une zone de failles

normales subméridiennes – ce qui n’a pas de réalité non plus. Ritz (2003) montre qu’il existe bien toute une zone de failles normales au cœur de la Mongolie, mais celle-ci se situe plus au NE entre les dômes de Hangay et de Hantay et dans la zone de jonction avec le rift Baikal (voir figure I.2). Ces éléments structuraux sont pour le coup parfaitement cohérents avec les déplacements des points GPS situés dans cette zone, et indiquent un étirement progressif de la Mongolie centrale et orientale vers le domaine pacifique. Il faut donc se poser la question de savoir si le champ de déplacement de la zone de Bogd-Sud Hangay, incohérent avec les données tectoniques, n’est pas lié pour une large part aux mouvements postsismiques qui ont suivi le grand (Mw 8.4) séisme de Bolnay en 1905. À l’échelle de la Mongolie-Sibérie, l’ensemble du champ de vitesses GPS traduit le passage d’un régime de déformation transpressive au Sud et à l’Ouest vers un régime de déformation transtensive au Centre et à l’Est de la Mongolie.

Dans la région où ces deux régimes tectoniques se rencontrent, dans les bassins transtensifs les plus occidentaux, des études morphotectoniques ont permis de caractériser l’évolution de la déformation sur une échelle spatiale plus réduite et sur la période de temps Pleistocène - Holocène. Dans les bassins de Tunka et Mondy, ces travaux ont montré une inversion de la cinématique des failles dont l’origine se situerait au Pléistocène Moyen-Supérieur (Larroque et al., 2001; Arjannikova et al., 2004) (Figure I.2). Cela suggère que la limite entre le régime transpressif et le régime transtensif est en train de migrer vers le Nord-Est, et que l’arrivée de la transpression dans cette région est très récente à l’échelle des temps géologiques. Ceci renforce l’idée d’une migration en séquence de la déformation liée à la collision Inde-Asie depuis le front himalayen vers les limites septentrionales du continent asiatique (e. g. Mattauer et al., 1999 ; Tapponnier et al., 2001 ; Buslov et al., 2006).

En revanche, on peut quand même se demander si une partie du relief actuel, notamment celle qui se situe sur la bordure occidentale de la plateforme sibérienne (i.e chaîne

de Sayan orientale) n'aurait pas commencé à se former simultanément aux bassins transtensifs Eo-Oligocènes. En effet, on peut imaginer que la forme triangulaire du craton sibérien (figure I.2) a pu séparer deux champs de déformation contemporains, l'un en extension à l'Est, l'autre en compression à l'Ouest.

II. PRESENTATION DES TECHNIQUES UTILISEES

2.1 Analyse morphotectonique

Pour comprendre les processus tectoniques qui affectent une région, une chaîne de montagnes ou un massif, il est nécessaire d'analyser les structures géologiques et la morphologie du relief terrestre à différentes échelles, depuis l'image satellitaire (1/100000-1/50000) jusqu'au terrain (1/10000-1/1) en passant par la photo aérienne (1/50000-1/10000). L'analyse couplée des objets structuraux et géomorphologiques qui sont associés dans un paysage est à la base d'une discipline des Sciences de la Terre : la morphotectonique (e. g. Tapponnier and Molnar, 1979 ; Peltzer et al., 1988 ; Gaudemer et al., 1989). Cette discipline permet d'aborder des problématiques qui concernent l'évolution du relief par l'interaction entre processus tectoniques (failles, plis) et surfaciques (érosion, transport, dépôt). Les études morphotectoniques s'intéressent donc à la détermination de la géométrie et de la cinématique des failles actives, à l'évolution de la déformation au sein de massifs en surrection, et plus généralement à la quantification des processus qui contrôlent le modelage d'un relief. Pour essayer de répondre aux questions posées, le morphotectonicien doit tenir compte des événements sédimentaires, tectoniques et érosifs qui ont abouti au paysage qu'il est en train d'observer. Cela doit pouvoir lui permettre de reconstituer les étapes principales antérieures au stade actuel du paysage étudié et de proposer une évolution future.

La caractérisation des processus tectoniques qui affectent une région nécessite une étude sur une échelle de temps représentative par rapport aux taux de déformation. Dans les régions intracontinentales, les faibles taux de déformation requièrent de connaître le fonctionnement des structures sur plusieurs milliers, voire dizaines ou centaines de milliers d'années. Il est alors nécessaire de repérer des objets du paysage (cônes, terrasses, piedmonts,

rides, vallées, réseau hydrique...) qui enregistrent la déformation cumulée depuis leur formation. Ces objets, que l'on appellera « marqueurs morphotectoniques », nous renseignent sur la géométrie des structures, sur leur cinématique et sur l'amplitude – simple ou cumulée - des déformations. Les régions arides, où ces marqueurs sont préservés des processus érosifs, offrent les meilleures conditions pour l'analyse morphotectonique, car elles permettent d'élargir la fenêtre de temps d'enregistrement des événements (Figure II.1). De plus, dans ces régions, le climat est souvent caractérisé par des pulses qui façonnent de façon intense et ponctuelle le paysage, ce qui favorise la formation de bons marqueurs morphotectoniques.

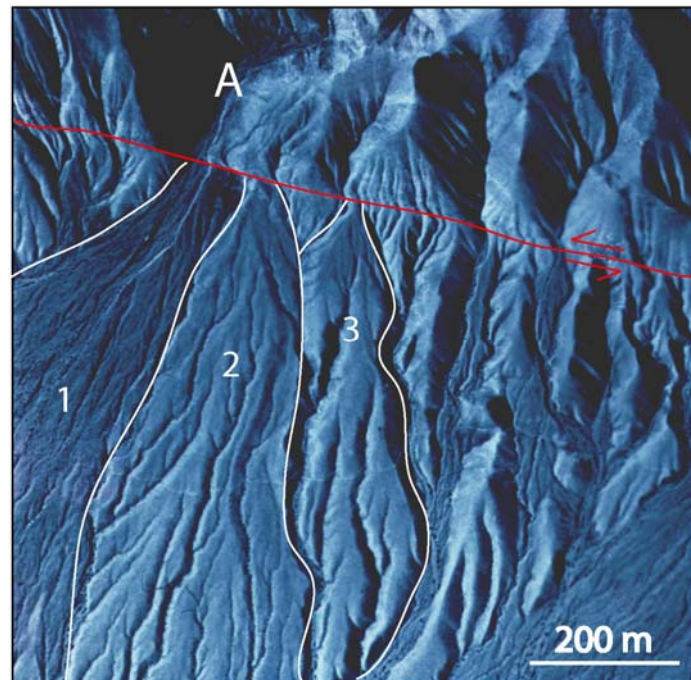


Figure II.1 : Photo aérienne de la bordure Nord du massif de Noyan Uul, situé le long de la faille senestre de Bogd, dans le Gobi-Altay. Le bassin versant principal A est associé à une séquence de trois cônes alluviaux d'âges différents (1,2,3 du plus jeune au plus vieux) dans le piedmont. Les cônes sont décalés horizontalement par la faille par rapport à leur exutoire d'origine, et l'amplitude du décalage est proportionnel à l'âge du cône. Le climat régional aride et l'activité de la faille de Bogd préservent ces cônes de l'érosion et du recouvrement par les alluvions successives. Noter aussi la transition d'un signal topographique 'haute fréquence – faible amplitude' des incisions des surfaces alluviales jeunes vers un signal 'basse fréquence – forte amplitude' des surfaces anciennes.

Les durées caractéristiques des processus en jeu (10^2 - 10^3 ans pour le cycle sismique, 10^4 - 10^5 ans pour les variations climatiques majeures, 10^6 - 10^7 ans pour la surrection d'un massif) rendent les observations toujours limitées à une image quasi-instantanée et statique de l'évolution des objets géologiques étudiés. Pour avoir accès à une vision dynamique de cette évolution, il est donc nécessaire de connaître la chronologie absolue des événements et les taux qui caractérisent les différents processus sur des échelles de temps représentatives de leur durée. La quantification des mouvements superficiels de la croûte terrestre sur plusieurs échelles de temps nécessite la datation de la formation de marqueurs morphotectoniques. Pour l'étude du fonctionnement des failles actives, ces marqueurs sont le plus souvent des dépôts alluviaux affectés par la déformation. En datant la période d'exposition en surface de ces objets (terrasses, cônes...), après l'abandon par le réseau de drainage provoqué par l'activité tectonique, et en mesurant la déformation associée à cette période, on peut ainsi déterminer des taux de glissement long terme des failles.

La méthode de datation par le cosmonucléide ^{10}Be , qui s'est développée depuis une vingtaine d'années, permet d'estimer l'âge d'abandon de ces surfaces sur des périodes de temps qui vont de quelques milliers à quelques centaines de milliers d'années (Nishiizumi et al., 1986; Klein et al., 1986). Un des points forts de cette méthode est que la gamme de temps dans laquelle elle s'applique correspond à celle durant laquelle les surfaces alluviales, dans la plupart des contextes tectoniques et climatiques du monde, sont préservées de l'érosion ou du recouvrement par d'autres dépôts. De plus, l'analyse ^{10}Be s'effectue sur le quartz, qui est abondant dans les matériaux détritiques et donc dans la plupart des marqueurs morphotectoniques. Cette méthode de datation est désormais devenue un outil indispensable pour la caractérisation de l'activité long terme des structures tectoniquement actives.

Pour l'étude de la surrection long terme d'un massif ou d'une chaîne de montagne, la quantification des processus tectoniques nécessite une gamme de temps plus longue, de

l'ordre de plusieurs millions d'années. En l'absence de séries biostratigraphiques ou volcaniques datables déformées par la tectonique active, comme c'est le cas des chaînes de Mongolie et Sibérie, la thermochronologie basse température est le seul outil disponible pour quantifier chronologiquement les déplacements verticaux récents (quelques millions d'années) qui affectent les premiers kilomètres de la croûte. Les analyses traces de fission et U-Th/He sur les apatites du socle permettent d'en reconstituer l'histoire thermique entre environ 110°C et 40°C (qui, pour un géotherme moyen, correspondent à des profondeurs comprises entre ~4 km et ~1,5 km), et de dater ainsi les phases des mouvements verticaux les plus superficiels. Si par ailleurs la quantification de l'amplitude de ces mouvements est possible, on peut alors déterminer le taux de surrection long terme des massifs.

Le couplage de l'analyse morphotectonique avec ces techniques de datation nous renseigne en outre sur l'interaction entre processus tectoniques et surfaciques au sein d'un massif. Des terrasses d'abrasion abandonnées, dont on peut dater l'âge d'abandon, peuvent être utilisées comme marqueurs morphologiques pour déterminer des taux d'incision des rivières. Ces incisions sont le résultat de la surrection du massif, qui perturbe le profil d'équilibre des rivières, et du climat, qui conditionne le pouvoir alluvial ou érosif de celles-ci. L'étude morphochronologique des terrasses permet de reconstruire l'évolution d'un bassin versant sur plusieurs cycles dépôt/incision/abandon. De plus, si l'on arrive à quantifier la part de la tectonique dans les phénomènes d'incision, on peut ensuite comparer le taux de surrection ainsi déterminé au taux de surrection déduit de l'analyse traces de fission pour tester la représentativité du processus tectonique qui affecte le massif à moyen terme (10^4 - 10^5 ans) par rapport au long terme (10^6 - 10^7 ans).

La région Mongolie-Sibérie figure sans doute parmi les terrains les plus appropriés à une étude intégrant ces différentes techniques. En effet, les marqueurs morphotectoniques des massifs du Gobi-Altay et de l'Altay Mongol (surfaces d'érosion, piedmonts perchés, terrasses

et cônes alluviaux) sont exceptionnellement bien préservés à cause de l'aridité du climat. Cela rend possible la quantification des processus tectoniques sur plusieurs échelles de temps et l'étude de leur interaction avec les processus climatiques. De plus, la géométrie et le style de la déformation dans ces systèmes sont relativement simples, et semblables dans la plupart des massifs. Cela permet de caractériser les structures principales de chaque massif et de les comparer d'un massif à un autre.

2.1.1 Observation des structures et des marqueurs morphotectoniques

La première étape d'une analyse morphotectonique consiste à observer les structures géologiques et les marqueurs morphotectoniques à plusieurs échelles spatiales – avec, si possible, des allers-retours entre les différentes échelles - et à partir de points de vue différents. Pour cela, on utilise une panoplie d'outils et de techniques : les images satellitaires, les photos aériennes, les modèles numériques de terrain (MNT) et l'observation sur le terrain.

Les images satellitaires permettent d'étudier des régions de différente taille. À l'échelle régionale (1/1000000 à 1/100000) on utilise généralement des images à moyenne résolution (quelques dizaines de mètres) comme les Landsat, Spot ou Aster pour avoir une vue d'ensemble de l'objet étudié dans le contexte tectonique et repérer les éléments morphologiques majeurs et les structures principales qui le caractérisent (Figure II.2). À l'échelle d'un massif (1/50000 à 1/10000), les images doivent permettre d'analyser en détail les segments de faille, les réseaux de drainage, les surfaces alluviales, etc. On utilise alors des images satellitaires avec une meilleure résolution comme par exemple les Coronas (quelques mètres) ou des photos aériennes. Ces dernières, si couplées opportunément, à l'aide d'un stéréoscope, permettent en plus de donner des images en trois dimensions.

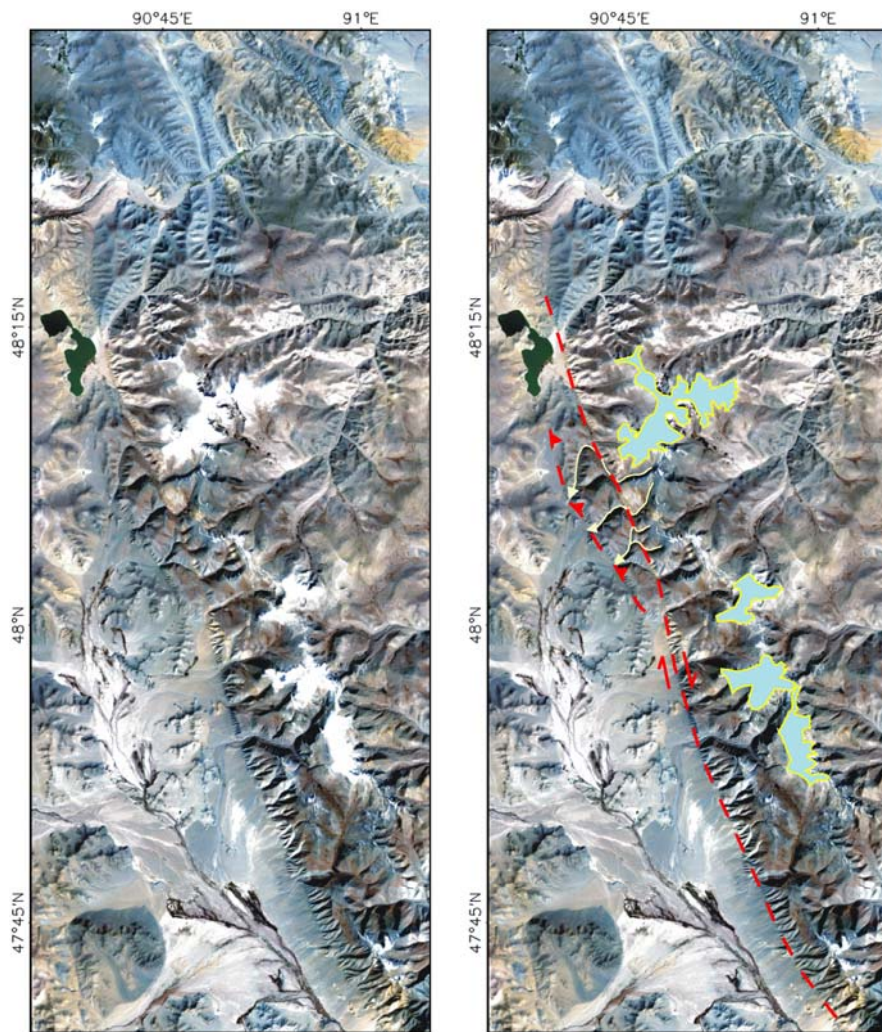


Figure II.2 : Image Landsat du massif de Kukh Serhiin Nuruu, dans l'Altay, et interprétation morphotectonique correspondante. Les plateaux sommitaux sont interprétés comme les reliques d'une ancienne surface d'érosion. La faille qui longe la bordure Ouest du massif présente une cinématique oblique, dextre et inverse (rivières décalées et relief important associé), et vers le Nord elle se partitionne en deux segments à composantes purement horizontale (à l'intérieur du massif) et verticale (au front).

Les modèles numériques de terrain, construits par l'interpolation de points topographiques, permettent de représenter le relief en trois dimensions, et ainsi de quantifier les déplacements, les pentes, les dénivelés... Les points peuvent être acquis de différentes façons, suivant la taille de la région étudiée et la précision requise. Pour des régions de

plusieurs kilomètres carrés, on peut se servir des données d'interférométrie radar, telles les SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), qui déterminent l'altitude de la surface terrestre avec une précision d'environ 20 m pour une résolution horizontale qui est d'environ 90 m (Figure II.3). Une autre technique consiste à numériser les altitudes de la région étudiée à partir de cartes topographiques.

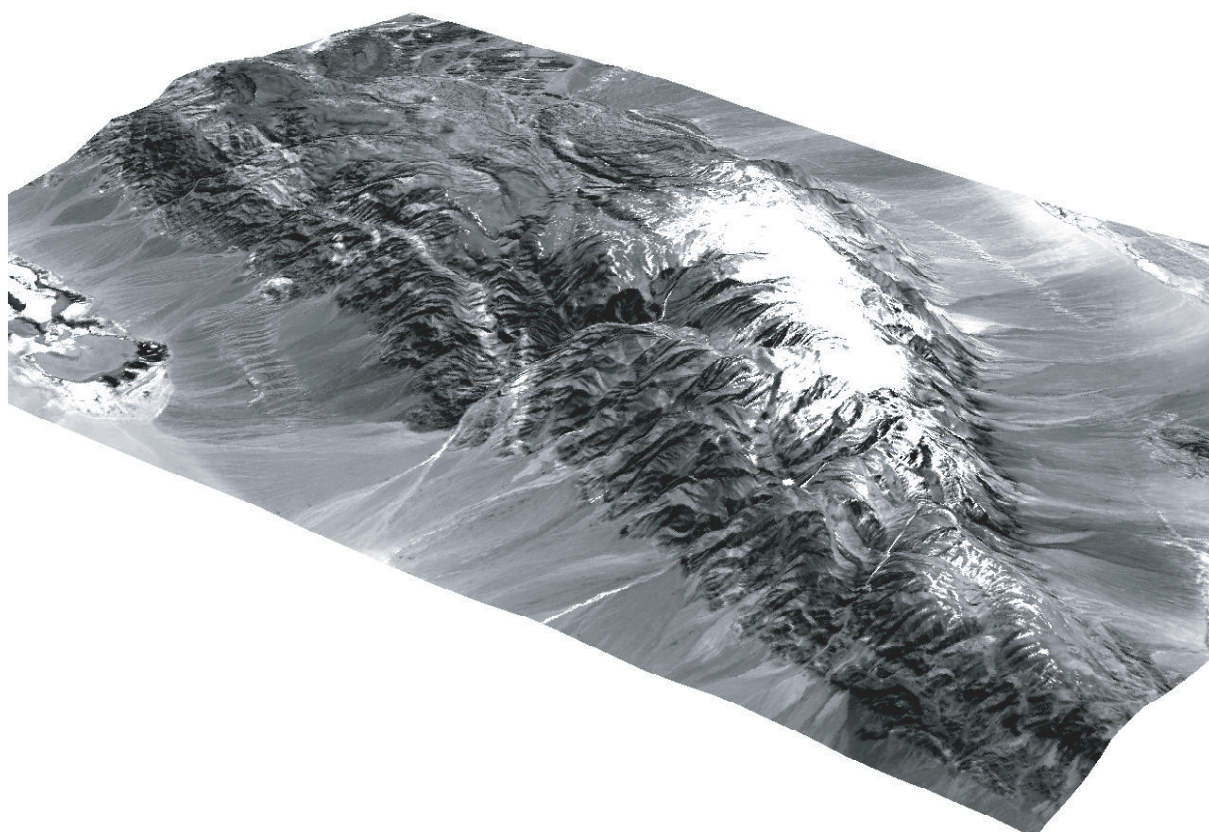


Figure II.3 : MNT du massif d'Ih Bogd (Gobi-Altay), réalisé à partir de données SRTM, habillé avec une image SPOT orthorectifiée.

Pour des régions plus réduites et qui nécessitent une précision de l'ordre du mètre, l'acquisition de points topographiques se fait directement sur le terrain. La technique la plus simple à mettre en œuvre consiste à mesurer des angles entre des segments de même longueur (1 m, 5 m, 10 m...) situés sur des plans horizontaux ou verticaux. Ensuite, des simples calculs trigonométriques permettent de retrouver les coordonnées relatives dans l'espace des points

d'intersection entre ces segments. L'autre technique d'acquisition de points topographiques sur le terrain, plus coûteuse mais aussi plus rapide et précise, se sert de l'outil GPS cinématique (Figure II.4). Deux récepteurs GPS, un mobile et un fixe, sont connectés entre eux via radio et fonctionnent de façon différentielle. Le mobile, qui est généralement porté par une personne ou un véhicule, enregistre les points de la topographie avec un pas de temps plus ou moins court (jusqu'à 0,5 secondes) en fonction de la densité désirée, et en communiquant avec la base fixe calcule les données topographiques en temps réel. La précision des mesures, dans le référentiel relatif, est de l'ordre du centimètre dans les trois directions de l'espace.



Figure II.4 : Photos du dispositif du GPS cinématique, formé par deux récepteurs : une base (à gauche) et un mobile (à droite).

Les données enregistrées par n'importe quelle technique peuvent être interpolées par différents logiciels de représentation du relief. Dans le cadre de cette thèse, les modèles numériques de terrain, acquis avec une station Trimble, ont été traités avec le logiciel TGO et puis interpolés à l'aide du logiciel Surfer, avec des modes d'interpolation de type 'kriging' (Figure II.5). Les MNT peuvent aussi être habillés par des images satellites, des photos aériennes, des cartes géologiques, des cartes topographiques, etc. en fonction du type de données qu'on veut mettre en exergue.

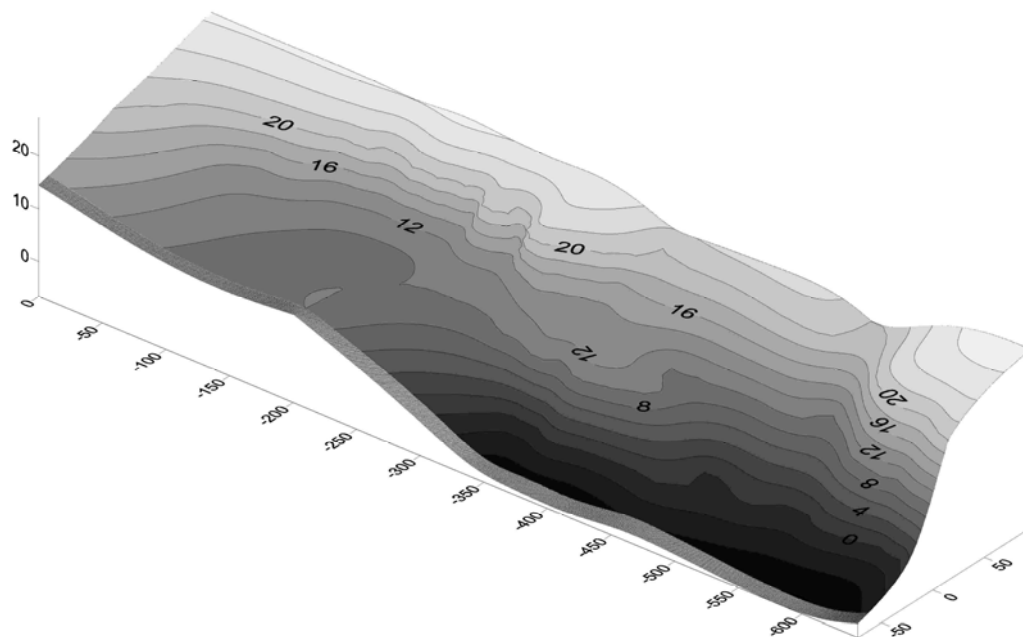


Figure II.5 : MNT réalisé à partir de points topographiques obtenus par la méthode trigonométrique, interpolés à l'aide du logiciel Surfer par 'kriging'.

La dernière phase d'observation est constituée par le terrain (Figure II.6). Cette étape est très importante, d'abord parce que l'échelle (1/1 à 1/10000) est différente de tout autre type d'échelle utilisée par les autres outils et techniques. Contrairement à celles-ci, l'observation directe évite tout problème de distorsions lié à la projection d'images en deux dimensions et permet d'observer les objets avec une multiplicité de points de vue et éclairages. Cela est fondamental pour mettre en évidence les critères d'activité et de cinématique des failles, et de les quantifier. L'analyse des affleurements permet de déterminer la nature des roches et les environnements/géométries de dépôt des formations détritiques, d'apprécier l'état de préservation des surfaces alluviales, etc. Le travail d'observation sur le terrain est donc indispensable pour vérifier, compléter, détailler les informations acquises indirectement par la télédétection.

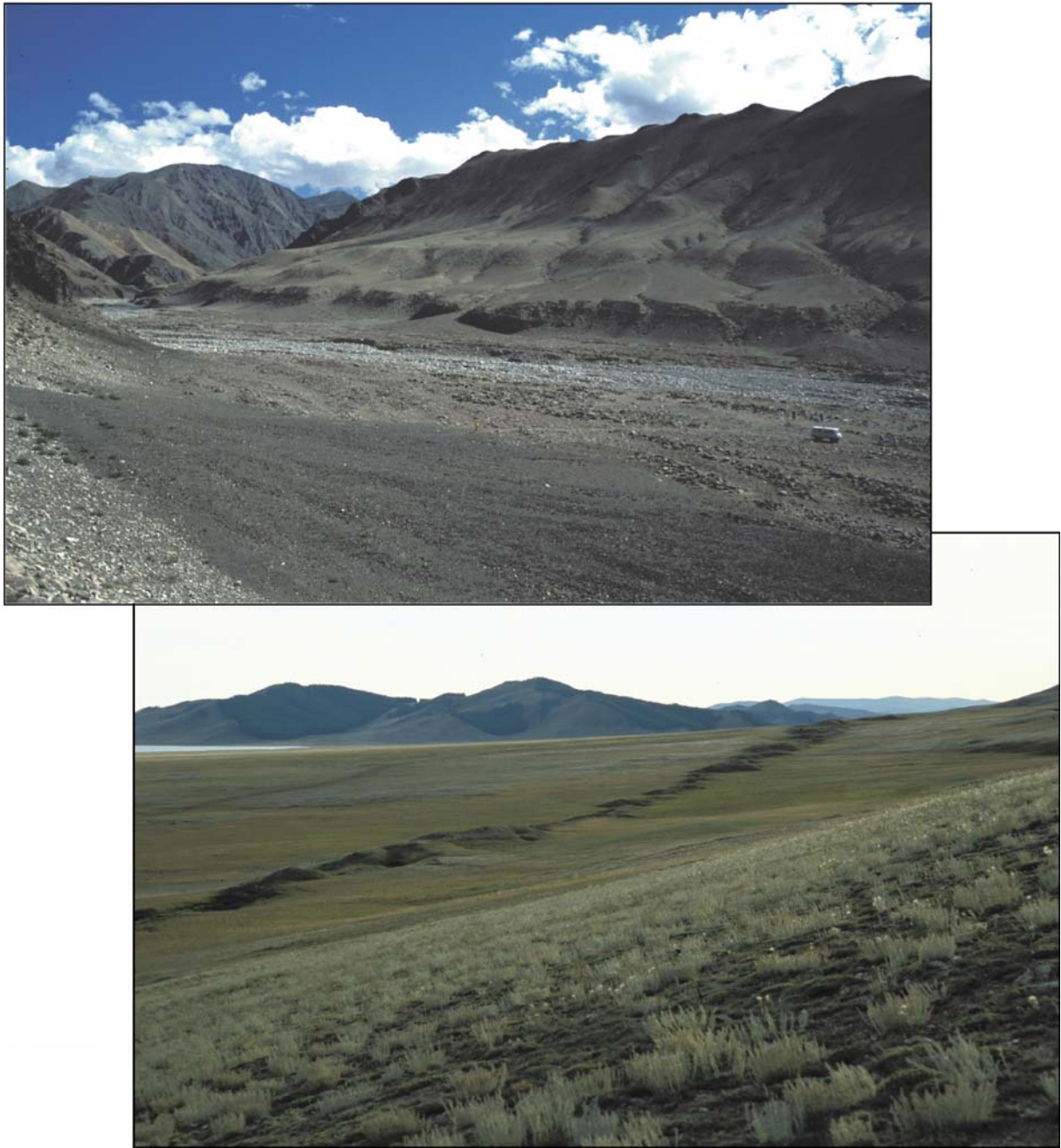


Figure II.6 : Deux exemples de marqueurs morphotectoniques observés sur le terrain. A) Photo de l'exutoire de la vallée de Bitut, à Ih Bogd (Gobi-Altay), avec une série de terrasses alluviales étagées, abandonnées par l'incision de la rivière. B) Photo de la rupture de surface de la faille senestre de Bolnay (Mongolie Centrale), caractérisée par l'alternance de bourrelets compressifs et d'affaissements. La rupture visible est déterminée par le déplacement horizontal lié au séisme de 1905 (~8 mètres en moyenne, (Baljinnyam et al., 1993)) et par la déformation co-sismique liée à au moins 1 ou 2 autres événements de magnitude équivalente.

2.1.2 Cartographie des marqueurs morphotectoniques

Les informations récoltées par l'observation sont utilisées pour cartographier la région étudiée. Puisque l'objectif est de définir l'état actuel de la déformation active et de reconstruire son évolution au cours du temps, cette cartographie sera ciblée sur les marqueurs morphotectoniques et les structures qui les déforment. Afin de comprendre les mécanismes de leur mise en place, il est d'abord fondamental de déterminer quelles sont les surfaces colluviales ou alluviales, les terrasses ou les cônes, etc. Cela nécessite de reconnaître la nature des marqueurs sur la base de critères géométriques des surfaces et de critères lithologiques/granulométriques des sédiments qui les composent.

Ensuite il faut déterminer une chronologie relative de la mise en place de ces marqueurs (Figure II.7). Pour cela on utilise les principes classiques de la stratigraphie, comme les principes de superposition (dépôt) et recoupement (incision par les rivières ou abrasion). On peut aussi estimer l'âge relatif des surfaces alluviales par rapport à leur morphologie. En effet, au cours du temps, les surfaces alluviales – en particulier les cônes – évoluent d'une morphologie en creux et bosses caractérisée par un signal topographique haute fréquence/faible amplitude à un signal topographique faible fréquence/haute amplitude (Figure II.1).

Enfin il faut détecter les zones de failles et tout type de déformation qui affecte les marqueurs. Cela va permettre de déterminer la géométrie des structures actives et leur cinématique. De plus, si on peut dater les marqueurs qui sont affectés par ces structures, on pourra aussi avoir des renseignements sur leur période d'activité et éventuellement sur les taux de déformation.

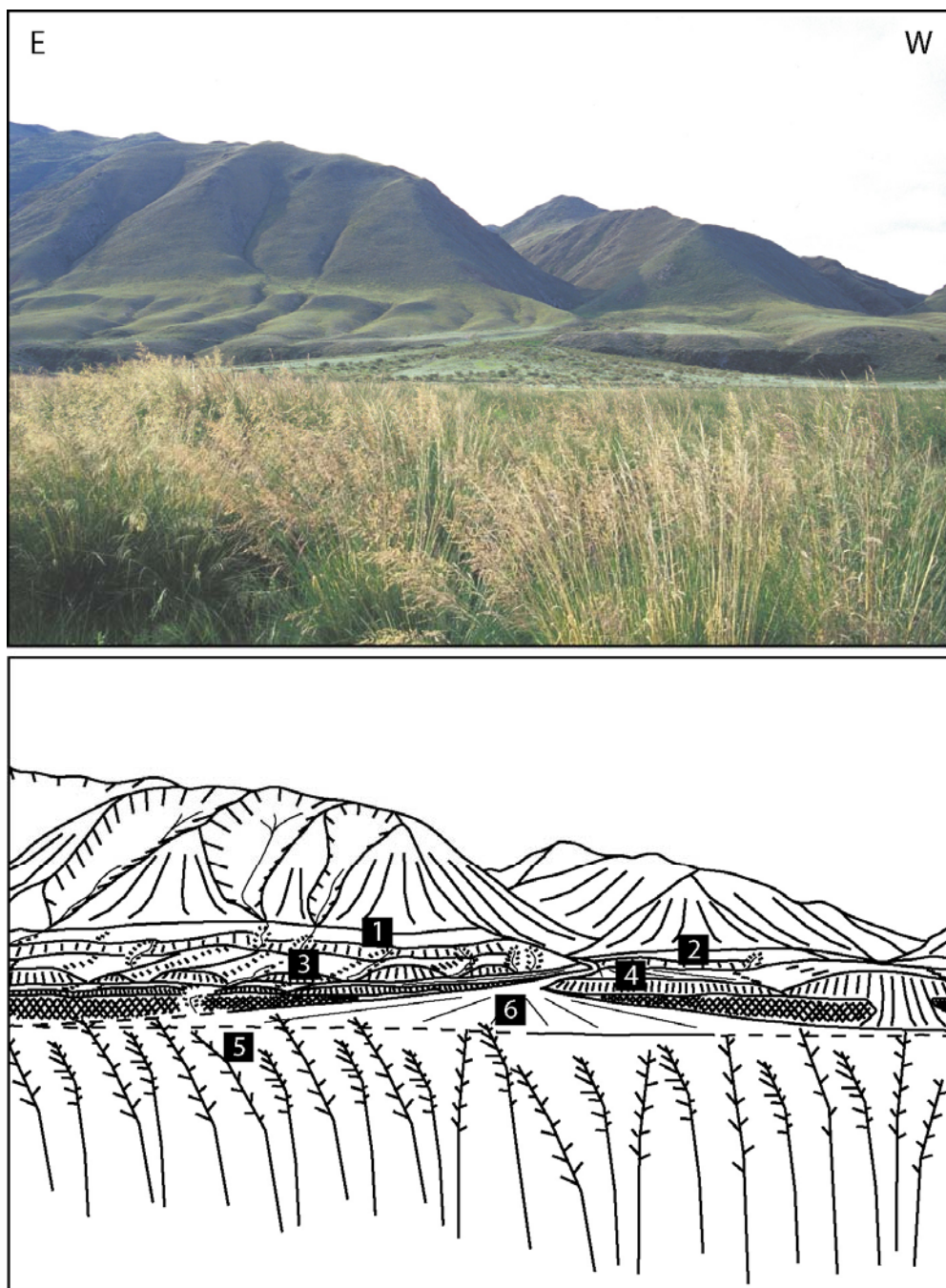


Figure II.7 : A) Photo d'un système de terrasses alluviales le long d'une rivière principale, (direction E-W sur la photo), drainant la chaîne de Sayan occidentale. Ce système est perturbé par l'incision et par le dépôt de cônes alluviaux provenant d'une rivière d'une vallée latérale. On peut reconnaître distinctement trois terrasses alluviales principales (deux dans le paysage, numérotées 1 et 3, et une qui est au même niveau que le photographe, cachée par la végétation, numérotée 5), et trois cônes alluviaux numérotés 2, 4 et 6. La succession des numéros de 1 à 6 (du plus vieux au plus jeune) correspond à la chronologie des événements alluviaux.

La présence de failles actives peut être mise en évidence à différentes échelles, à l'aide des techniques et des outils décrits dans le paragraphe précédant :

- la perturbation de la géométrie du réseau de drainage et des interfluves, déterminable à partir des images satellitaires et des cartes topographiques ;
- le contraste entre la largeur d'une rivière à l'exutoire d'un bassin versant et la taille de ce dernier, visible à partir des images satellitaires et des photos aériennes ;
- les sauts dans la topographie d'un massif, identifiables en trois dimensions ou en coupe avec des MNT ;
- la présence de facettes triangulaires, escarpements, rides ou talwegs décalés, bourrelets de compressions et affaissements, reconnaissables sur le terrain.

2.1.3 Mesure de la topographie

Afin de pouvoir quantifier les déplacements le long des failles, les incisions produites par les rivières et tout mouvement crustal superficiel, il est nécessaire de mesurer les éléments de la topographie. Le choix de la zone des mesures dépend de l'analyse cartographique précédente et tient compte de la qualité de préservation et de la continuité des marqueurs. Suivant l'échelle de la région et la précision requise, on utilise différents outils.

La mesure de déplacements horizontaux le long de failles supérieures à la centaine de mètres se fait généralement sur les images satellite ou les photos aériennes (dont, évidemment, l'échelle doit être connue). Il faut donc repérer des marqueurs déplacés par la faille qu'on peut relier en restaurant leurs positions relatives avant la déformation (rivières en baïonnette, apex de cônes alluviaux abandonnés par rapport à leur exutoire d'origine, interfluves ou terrasses décalées, etc...) (Figure II.8).

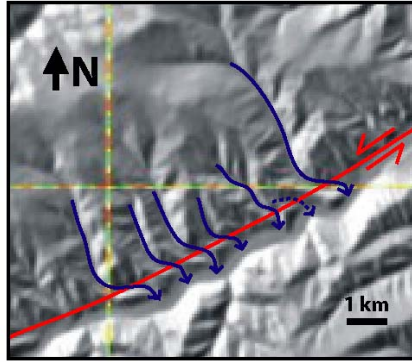


Figure II.8 : MNT réalisé à partir de données SRTM, montrant des rivières décalées systématiquement de façon senestre au passage de la faille de Kandatskii (Sayan occidentale).

La mesure de déplacements de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, se fait préférentiellement à partir d'un MNT de la zone pour avoir une meilleure précision. Pour mesurer les déplacements horizontaux à cette échelle, on va surtout tenir compte des inflexions des courbes de niveau à proximité de la zone de faille, qui permettent de mieux quantifier les amplitudes des déformations associées aux marqueurs. Pour déterminer les déplacements verticaux d'une surface décalée par une faille inverse, on mesure en coupe la distance verticale entre les deux droites qui prolongent respectivement les surfaces du toit et du mur. Si celles-ci ne sont pas parallèles, cette distance est mesurée à l'endroit où le segment vertical est coupé en deux parties égales par la courbe de la topographie (Figure II.9).

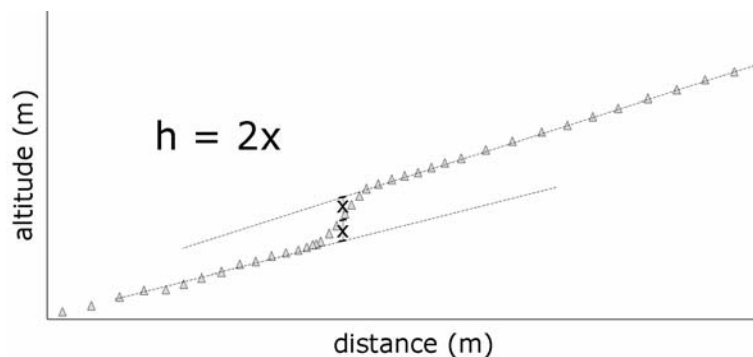


Figure II.9 : Exemple de mesure de décalage vertical d'une surface à travers d'un escarpement de faille.

Pour la mesure des dénivelés d'une terrasse d'abrasion perchée par rapport au lit d'une rivière, il est important de repérer la base de la terrasse (en contact avec le substratum sous-jacent). En effet, l'épaisseur de sédiments peut être très variable et son incision n'est pas liée à des processus tectoniques, mais purement climatiques. Il est aussi nécessaire de vérifier la régularité de la géométrie de la base de la terrasse, car le substratum a pu subir une incision non homogène. Dans ce cas, plusieurs mesures le long de la vallée (sur quelques dizaines à centaines de mètres) sont nécessaires pour définir un dénivelé local moyen. À partir d'un MNT, on peut mesurer ces dénivelés à l'aide de logiciels (ex. : Grapher) qui permettent de visualiser les profils topographiques correspondant aux coupes définies sur la carte.

2.2 Datation par la méthode ^{10}Be in situ

2.2.1 Intérêt de la méthode

Le couplage de l'analyse morphotectonique avec la méthode de datation de surface par les cosmonucléides produits in situ permet, depuis quelques années, la quantification d'âges d'exposition et de taux d'érosion d'objets géologiques récents (terrasses et cônes alluviaux) exposés au rayonnement cosmique. L'utilisation de cette nouvelle technique a été rendue possible par l'avancée technologique dans la mesure des concentrations d'isotopes rares, comme le ^{10}Be produit in situ par bombardement cosmique dans les roches de la croûte terrestre (Raisbeck et al., 1987).

La période de demi-vie d'1,5 Ma du ^{10}Be permet de dater des dépôts sur quelques centaines de milliers d'années. La production de cet isotope dépend du flux du rayonnement cosmique, de l'intensité du champ magnétique terrestre et des propriétés d'absorption de la

matière traversée, ce qui induit une variabilité en fonction de la latitude, de l'altitude et de la profondeur sous la surface terrestre. Elle est bien connue dans le quartz (minéral ubiquiste et résistant) à différentes latitudes et altitudes (Lal, 1991 ; Stone, 2000 ; Dunai, 2000). De fait, la méthode ^{10}Be est applicable à la plupart des roches détritiques, tels par exemple les cônes alluviaux. Enfin, en l'absence de matière organique (régions arides), loess ou cendres volcaniques, la méthode du ^{10}Be produit in situ reste le seul moyen pour dater l'exposition en surface des marqueurs morphotectoniques.

2.2.2 Principe de la datation

Le principe de la datation par le béryllium se base sur le processus de production de ce cosmonucléide dans les roches terrestres (Figure II.10). Les particules cosmiques, dites primaires, interagissent avec l'azote et l'oxygène atmosphériques et, par des phénomènes de spallation, elles forment des éléments instables comme le ^{14}C , le ^{10}Be (ce dernier, produit dans l'atmosphère, n'est pas celui utilisé dans ce travail. Pour la suite la notation ^{10}Be sera comprise comme ^{10}Be produit in situ) et des particules secondaires comme les neutrons et les muons. 0,1% de ces particules sont assez énergétiques pour produire du ^{10}Be dans la matrice des minéraux exposés dans les premiers mètres de la croûte. Les cibles principales dans ce milieu sont les atomes de Si, O, Al, Fe, Mg contenus dans les minéraux. Du fait de l'atténuation des particules incidentes dans la matière, la production de ^{10}Be décroît exponentiellement en fonction de la profondeur. À la surface, la majeure partie de cette production (~98%) est due aux neutrons. En profondeur, cette production neutronique devient négligeable et la production par les muons devient prépondérante (Siame et al., 2000).

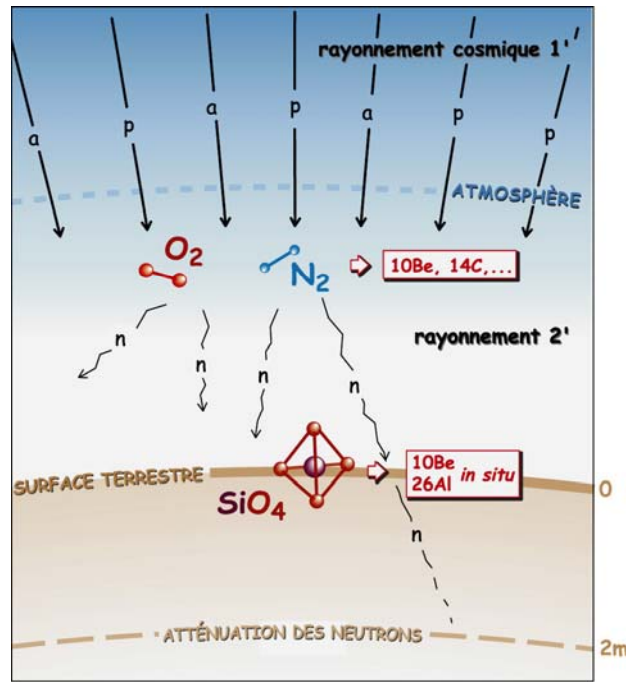


Figure II.10 : Schéma montrant le processus de production du ^{10}Be par rayonnement cosmique dans les premiers mètres de la croûte terrestre.

Les particules primaires, essentiellement protons et noyaux d'hélium, sont en prévalence d'origine galactique, et l'on considère que l'intensité du bombardement dans le temps - du moins pendant le Pléistocène-Holocène - est restée constante. Toutefois l'intensité du vent solaire, variable en intensité, peut induire des fluctuations sur la production de cosmonucléides. Si on y rajoute les oscillations en direction et intensité du dipôle magnétique terrestre on obtient une incertitude de la production moyenne qui a été récemment re-estimée à environ 6% par Stone (2000).

Le quartz présente plusieurs avantages pour la mesure de concentrations de ^{10}Be . En effet il a une composition bien déterminée, constituée de cibles principales (Si, O) pour les réactions de spallation. Il s'agit d'un minéral peu altérable, abondant à la surface de la Terre et avec un réseau cristallin minimisant les pertes par diffusion et les contaminations par le ^{10}Be atmosphérique. Le taux de production dans ce minéral a été calibré de façon empirique (Lal, 1991) en tenant compte de mesures de concentrations, sur des roches d'âge connu, à

plusieurs latitudes et altitudes. Plus récemment, la précision sur les taux de production a été améliorée par Stone (2000), avec un mode de calcul qui tient compte de la pression atmosphérique.

2.2.3 Équations

L'interprétation des concentrations de ^{10}Be mesurées en termes d'âge d'exposition n'est pas immédiate à cause des nombreux paramètres existants et des différents scénarios d'exposition possibles.

Le taux de production de cosmonucléides en surface P_0 (at/g/an) est calculé de façon empirique par le polynôme de Lal (1991) :

$$P_0(L, z) = a(L) + b(L)z + c(L)z^2 + d(L)z^3 \quad (1)$$

où L est la latitude géomagnétique, z l'altitude en km du site et a, b, c, d sont des coefficients dépendant de L . Le modèle de taux de production élaboré par Stone (2000) se base également sur ce polynôme.

L'atténuation théorique du taux de production en fonction de la profondeur est donnée par la loi exponentielle :

$$P(x) = P_0 \times e^{\left(-\frac{\rho x}{\Lambda}\right)} \quad (2)$$

où ρ est la densité de la roche (g/cm^3) ; x la profondeur (cm) ; Λ la longueur d'atténuation des particules qui vaut 150 g/cm^2 pour les neutrons, 1500 g/cm^2 pour les 'stopping' muons (μ_1) et 5300 g/cm^2 pour les muons négatifs (μ_2) (e.g. Braucher et al., 2003).

En injectant dans cette expression les pertes au cours du temps par désintégration radioactive et par érosion de la partie superficielle du profil, la concentration (C) de ^{10}Be en fonction de la profondeur (x) et du temps (t) est donnée par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{\partial C(x,t)}{\partial t} = \varepsilon \times \frac{\partial C(x,t)}{\partial x} - \lambda C(x,t) + P_0 \times e^{-\frac{\rho x(t)}{\Lambda}} \quad (3)$$

où λ est la constante de décroissance radioactive du ^{10}Be ($4,62 \cdot 10^{-7} \text{ an}^{-1}$) et ε le taux d'érosion en ($\text{g/cm}^2/\text{an}$).

Pour résoudre cette équation, on considère l'érosion et le rayonnement cosmique constants au cours du temps, et en différenciant la contribution des neutrons (97,85%) et des muons (1,5% et 0,65%) à la production totale, la formule générale devient :

$$\begin{aligned} C(x,t) = C(x,0) \times e^{-\lambda t} &+ \frac{P_0 \times P_n}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_n} + \lambda} \times e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_n}} \times (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_n})t}) + \\ &+ \frac{P_0 \times P_{\mu 1}}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu 1}} + \lambda} \times e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\mu 1}}} \times (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu 1}})t}) + \frac{P_0 \times P_{\mu 2}}{\frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu 2}} + \lambda} \times e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_{\mu 2}}} \times (1 - e^{-(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Lambda_{\mu 2}})t}) \end{aligned} \quad (4)$$

où $C(x,0)$ est la concentration initiale de l'échantillon.

Donc la concentration augmente au cours du temps avant d'atteindre un état d'équilibre, c'est-à-dire un palier limite où les gains seront compensés exactement par les pertes et qui sera d'autant plus précoce que l'érosion sera forte (Fig. II.11A).

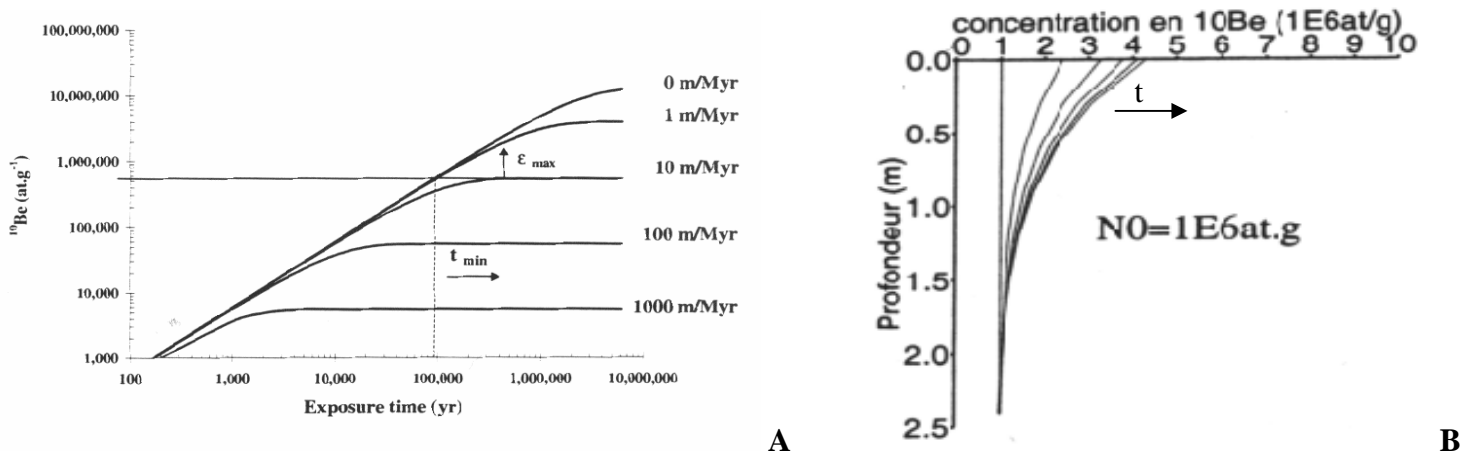


Figure II.11 : (A) Evolution théorique de la concentration en ^{10}Be avec le temps d'exposition pour différents taux d'érosion (Braucher, 1998). (B) Evolution temporelle de la concentration en ^{10}Be en profondeur pour un profil avec héritage N_0 (modifié d'après Carretier, 2000).

Si la distribution de ^{10}Be en profondeur, conformément aux lois théoriques, décrit une décroissance exponentielle, la concentration initiale, négligeable ou non, est constante pour tous les échantillons. Dans ce cas, sa valeur peut être déterminée graphiquement sur un profil concentration-profondeur en prenant la valeur asymptotique vers laquelle tend le modèle (Fig. II.11B).

Le taux d'érosion est plus délicat à quantifier, et peut affecter de façon importante les datations de surfaces au delà de quelques dizaines de milliers d'années. En effet on n'a qu'une seule équation et deux inconnues (ε, t), on doit donc faire des hypothèses sur l'une ou sur l'autre pour pouvoir les déterminer. Théoriquement, une estimation de ε peut être donnée en mesurant des concentrations sur des surfaces plus anciennes qui sont à l'état d'équilibre :

$$\varepsilon = \left(\frac{P_0}{C(0, \infty) - C_0} - \lambda \right) \times \Lambda \quad (5)$$

où $C(0,\infty)$ est la concentration d'un échantillon de surface à l'équilibre et C_0 sa concentration initiale. Mais les variations locales et temporelles de ε peuvent être non-négligeables et le manque de contrainte sur ce paramètre reste le problème majeur pour la datation. On est alors parfois obligé de raisonner en termes d'âges minimum (t_{\min}), en prenant un ε nul et en simplifiant ainsi l'équation (4) :

$$t_{\min} = - \frac{1}{\lambda} \times \ln\left(1 - \frac{\lambda C(0,t)}{P_0}\right) \quad (6)$$

Les profils des concentrations en profondeurs peuvent aussi présenter des cas plus complexes, comme pour la superposition de deux couches issues de dépôts alluviaux distincts dans le temps. Dans ce cas, on peut trouver une solution qui minimise les écarts aux données en testant plusieurs modèles avec des combinaisons différentes des paramètres.

2.2.4 Application à la morphotectonique

L'application de cette technique à la morphotectonique à partir du début des années 1990 a permis une avancée considérable pour la quantification des processus tectoniques récents (e.g. Brown et al., 1991). Ainsi, la possibilité de dater des marqueurs morphologiques déplacés le long des failles permet de quantifier leur vitesse sur le long terme (e.g. Bierman et al., 1995 ; Ritz et al., 1995). En mesurant la concentration de ^{10}Be dans les roches de surface, on peut en déduire soit l'âge d'exposition au rayonnement cosmique après dépôt soit le taux d'érosion de la surface. La mesure du déplacement subi par le marqueur depuis sa mise en place et son abandon permet ensuite de calculer la vitesse de glissement de la faille. Le même raisonnement peut être appliqué à la quantification des taux d'incision d'une rivière. Dans ce

cas, il est nécessaire de pouvoir dater des terrasses d'abrasion abandonnées suite à l'incision du socle, et de mesurer la différence d'altitude entre la base d'une terrasse et le lit de la rivière actuelle (ou la base d'une autre terrasse).

L'utilisation de la méthode nécessite la vérification de conditions favorables, sans quoi les données obtenues ne sont pas exploitables. La première de ces conditions est que la roche étudiée n'ait pas été pré-exposée au préalable, ou que cette pré-exposition soit négligeable par rapport à l'exposition ultérieure. Ceci est en général vrai pour des surfaces alluviales qui se forment à la suite de crises climatiques fortes et localisées dans le temps, avec une érosion intense. La seconde condition implique que le taux de production reste constant dans le temps et qu'il soit connu. Ceci nécessite également la connaissance de la densité et la géométrie d'exposition de la roche échantillonnée qui ne doit pas être masquée par des écrans naturels au rayonnement cosmique (blocs, glace, végétation...).

La stratégie d'échantillonnage sur le terrain doit donc tenir compte de ces conditions fondamentales. De plus, à cause du coût et du temps nécessaires pour la mesure des concentrations de ^{10}Be , on doit essayer de minimiser le nombre d'échantillons à analyser. Il existe donc deux stratégies d'échantillonnage possibles :

- La première stratégie est de type statistique et consiste à récolter plusieurs échantillons de roches exposées en surface en tenant compte de leur emplacement, de leur géométrie et de leur état d'altération de façon à minimiser les pertes de matière par érosion et les effets de tout autre processus post-dépôt (Figure II.12A). Le point fort de cette stratégie est de pouvoir comparer les concentrations en ^{10}Be d'une surface sur une zone relativement étendue, permettant de déterminer une concentration superficielle moyenne et éventuellement de repérer des échantillons avec des histoires ante ou post-dépôt anormales. Par contre aucune information ne peut être obtenue par rapport à des paramètres clés pour la datation tel que l'héritage ou le taux d'érosion.

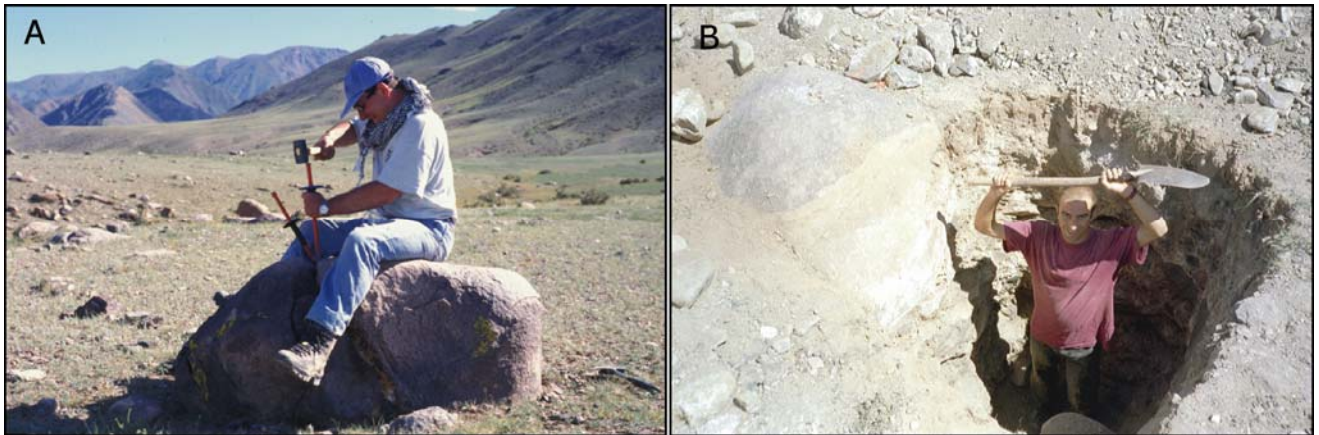


Figure II.12 : (A) Echantillonnage de blocs de surface. (B) Tranchée de 2 mètres de profondeur pour l'échantillonnage selon un profil vertical dans la surface alluviale.

- La deuxième stratégie consiste à prélever des échantillons le long d'un profil en profondeur (Figure II.12B). Cela permet de comparer la distribution en profondeur du ^{10}Be avec la courbe de décroissance exponentielle prévue par les lois physiques en cas de pré-exposition nulle ou négligeable des dépôts (e.g. Brown et al., 1992). Dans le cas d'une faible dispersion de la distribution de ^{10}Be en profondeur par rapport aux modèles théoriques, l'inversion des données peut fournir une estimation de l'héritage et du taux d'érosion de la surface, permettant d'avoir une datation plus précise.

Bien entendu, ces deux stratégies d'échantillonnage sont complémentaires et dans la limite du possible (technique et/ou financier) devraient toujours être couplées. On rediscutera plus en détail, au vu des résultats obtenus dans les différentes études, les avantages et limites de chacune de ces stratégies dans le chapitre VI.

2.3 Thermochronologie traces de fission sur apatite

2.3.1 Principes de la méthode

La fission spontanée de noyaux lourds instables, tel le ^{238}U , est un processus statistiquement constant dans le temps qui provoque l'émission de deux particules de masse semblable, positivement chargées, à 180° l'une de l'autre (Figure II.13). Ces particules induisent une désorganisation locale du réseau cristallin par ionisation des atomes le long de leur trajet (Fleischer et al., 1975). Cette perturbation du réseau cristallin crée des défauts, appelés traces de fission latentes, de quelques micromètres de long sur quelques nanomètres de large (Figure II.14). Les apatites ont une concentration en uranium suffisante pour produire, à l'échelle des temps géologiques, un nombre de fissions mesurable, sans toutefois être trop important, ce qui induirait trop de traces impossibles à individualiser et donc un comptage imprécis.

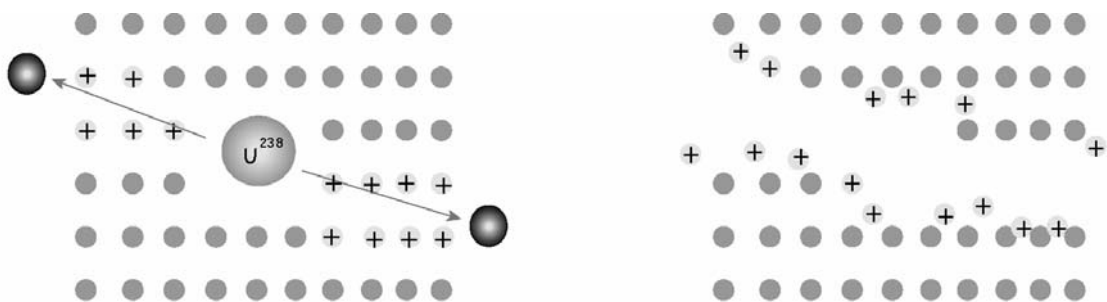


Figure II.13 : Principe de formation des traces de fission. La fission d'un atome de ^{238}U provoque l'émission de deux particules dans deux sens opposés. Celles-ci ionisent le réseau cristallin sur une distance de quelques microns et la répulsion des ions qui en découle produit un défaut dans le cristal : la trace de fission.

La méthode de datation par traces de fission diffère légèrement des autres techniques de datations basées sur des couples isotopiques. En effet, dans cette méthode le produit fils n'est pas représenté par un isotope, mais par les dégâts provoqués par la fission de l'isotope père (^{238}U) au réseau cristallin. Puisque la fission spontanée de cet élément, comme sa désintégration radioactive, est un processus statistiquement constant dans le temps, la datation par la méthode traces de fission s'appuie sur une équation générale de ce type :

$$N_D = N_P (e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

où N_D est le nombre d'atomes fils (ici ; nombre de traces spontanées), N_P est le nombre d'atomes pères, et λ est la constante de désintégration totale (ici : radioactivité plus fission spontanée)(an^{-1}). La décroissance des atomes pères de ^{238}U par fission spontanée étant très petite par rapport à la décroissance par radioactivité (émission de particules α), on peut considérer que la constante de désintégration totale est égale à la constante de désintégration radioactive.

La détermination de N_D est relativement simple, puisqu'il s'agit de compter le nombre de traces spontanées sur une surface donnée d'un cristal d'apatite. À cause du petit diamètre naturel des traces de fission (de l'ordre du nanomètre), les apatites sont attaquées chimiquement dans une solution d' HNO_3 à 6,5% pour pouvoir être observées avec un microscope optique.



Figure II.14 : Cristal d'apatite agrandi au microscope, et traces de fission spontanées.

La détermination de la quantité d'isotopes pères de ^{238}U se fait de façon indirecte, en utilisant une approche similaire de comptage de traces. L'irradiation des cristaux d'apatite sous un flux de neutrons thermiques permet la fission induite des atomes de ^{235}U . Le comptage des traces induites résultantes permet ainsi de déterminer la quantité de ^{235}U et de remonter à la quantité de ^{238}U par l'intermédiaire du rapport constant $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,88$ bien connu par ailleurs. Ce comptage est réalisé suivant la technique du détecteur externe (Hurford, 1990), qui permet d'obtenir un âge individuel sur chaque grain (Figure II.15).

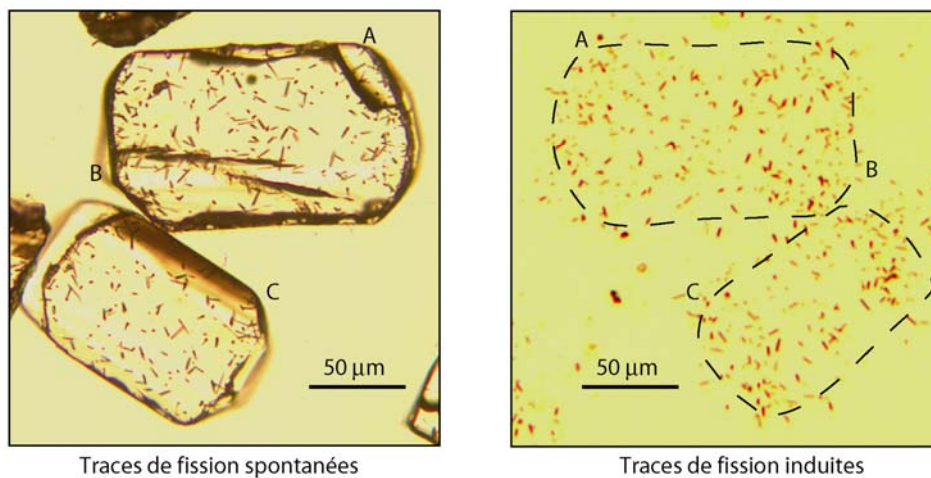


Figure II.15 : Grains d'apatites, avec des traces spontanées (A), et leurs 'images' symétriques (B), produites par la production de traces induites sur le détecteur externe (une feuille de mica collée sur l'échantillon lors de l'irradiation).

Une série d'autres facteurs (mode de comptage de l'observateur, efficacité de l'attaque chimique...), qui affectent la détermination de l'âge et qui sont difficiles à déterminer, sont pris en compte par le paramètre Zéta ζ (Hurford et Green, 1982, 1983). Dans la pratique, le paramètre ζ est calculé à partir de la détermination du rapport entre la densité de traces spontanées et la densité de traces induites dans un standard d'âge connu. Cette opération est répétée sur plusieurs échantillons de ce standard afin d'avoir une bonne statistique. La valeur moyenne du ζ , qui est propre à chaque expérimentateur et qui doit être 'mise à jour'

régulièrement (pour le standard Mount Dromedary, daté à $98,7 \pm 0,6$ Ma (Green, 1985), mon propre ζ actuel est de $358,4 \pm 3,7$ (Figure II.16)) est injectée dans l'équation du calcul de l'âge.

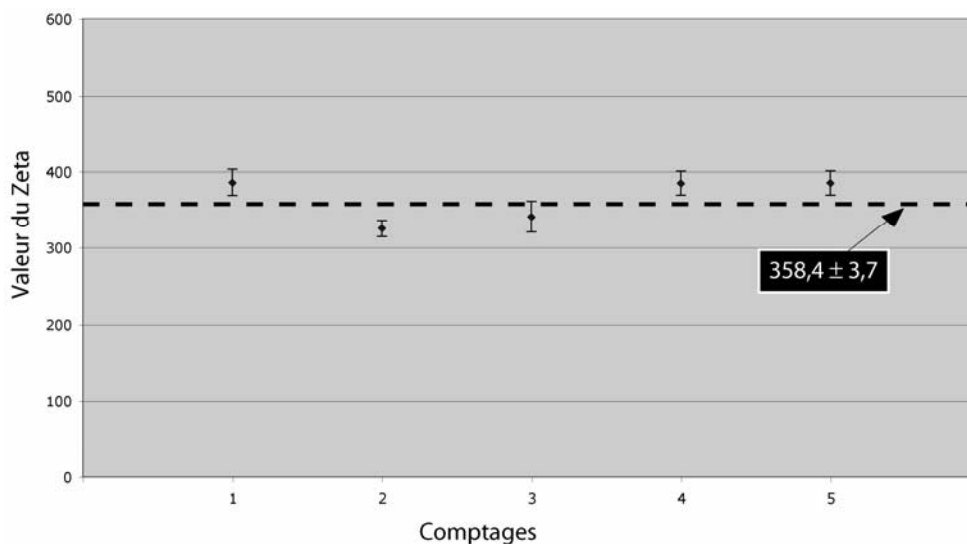


Figure II.16 : Evolution de mon zeta au cours du temps, et sa valeur moyenne.

Un âge est calculé pour plusieurs grains du même échantillon. Par convention, toutes les mesures se font sur l'axe <c> des apatites où la vitesse d'effacement (cicatrisation) des traces est la plus lente (Green et Durrani, 1977; Laslett et al., 1984). Le choix des grains, suivant leur morphologie et celle des traces, s'avère primordial pour la validité de l'âge obtenu. Celui-ci constitue donc une moyenne calculée à partir de plusieurs grains. Pour nos datations, nous utilisons des âges dits 'centraux' (central ages) qui représentent la moyenne de la distribution logarithmique des âges individuels pesés par la précision de la mesure de chaque âge.

Toute la procédure analytique - du broyage des roches, au tri des apatites, à leur montage, polissage, attaque chimique, irradiation et comptage - ainsi que l'appareillage utilisé au laboratoire de Montpellier et les équations complètes, sont décrits en détail dans Jolivet (2001) et résumés dans l'article à EPSL du chapitre 3.2.1. Les données relatives à la qualité

des échantillons traces de fission analysés au cours de cette thèse sont consultables dans l'annexe B.

2.3.2 Signification des âges traces de fission et modèles température - temps

Les âges traces de fission sur apatites correspondent rarement à un événement thermique précis dans le temps, mais, suivant le parcours de refroidissement suivi par une roche, ils intègrent des histoires thermiques complexes. En fait, ils correspondent à un âge minimum pour le dernier passage au-dessus (en termes de profondeur) de l'isotherme 110 ± 10 °C (Green et al., 1986). Pour des températures supérieures, dans les cristaux d'apatite, l'effacement ou cicatrisation (restauration du réseau cristallin par diffusion) des traces se réalise instantanément à l'échelle des temps géologiques. Par contre, pour des températures inférieures, cette cicatrisation devient plus lente jusqu'à devenir négligeable pour des températures inférieures à 60° C. Il est ainsi mis en évidence entre 110 et 60° C une zone de cicatrisation partielle des traces (en anglais : Partially Annealing Zone (PAZ)) (Green et al., 1986, 1989; Donelick, 1991) (Figure II.17). La vitesse d'effacement des traces dépend de plusieurs paramètres comme l'axe cristallographique (Laslett et al., 1984), le rapport Cl/F des apatites (Green et al., 1985), la teneur en Terres Rares (Barbarand, 1999) et l'évolution thermique de l'échantillon. Celle-ci peut-être monotone, en plusieurs phases, rapide, lente et donc influencer fortement la cicatrisation des traces. L'âge de passage de l'isotherme 110°C peut être donc rajeuni par la résidence de la roche dans la PAZ.

La mesure des longueurs de traces confinées (longueur moyenne et distribution) renseigne sur cette évolution thermique au sein de la PAZ (Figure II.17). L'évolution des longueurs de traces en fonction de la température (Laslett et al., 1987; Duddy et al., 1988; Green et al., 1989) permet, en la modélisant, d'obtenir une histoire thermique statistique

continue. Les modélisations thermiques présentées dans ce travail ont été réalisées à l'aide du programme AFTSolve (Ketcham et al., 2000) en utilisant le modèles de cicatrisation des traces de Laslett et al. (1987) et de Ketcham et al. (1999). Ce dernier type de modèles permet de tenir compte d'un paramètre, le D-Par, qui est directement lié à la composition des apatites et donc à la résistance à la cicatrisation des traces. Le programme génère au hasard des histoires T-t qu'il compare aux données de départ (âge moyen, distribution des longueurs de traces, données géologiques, autres données thermochronologiques). Plusieurs histoires thermiques, en accord avec toutes ces données, sont ainsi déterminées. On obtient donc une enveloppe de confiance à 95% qui contient tous les chemins thermiques possibles suivis par la roche au cours de son histoire.

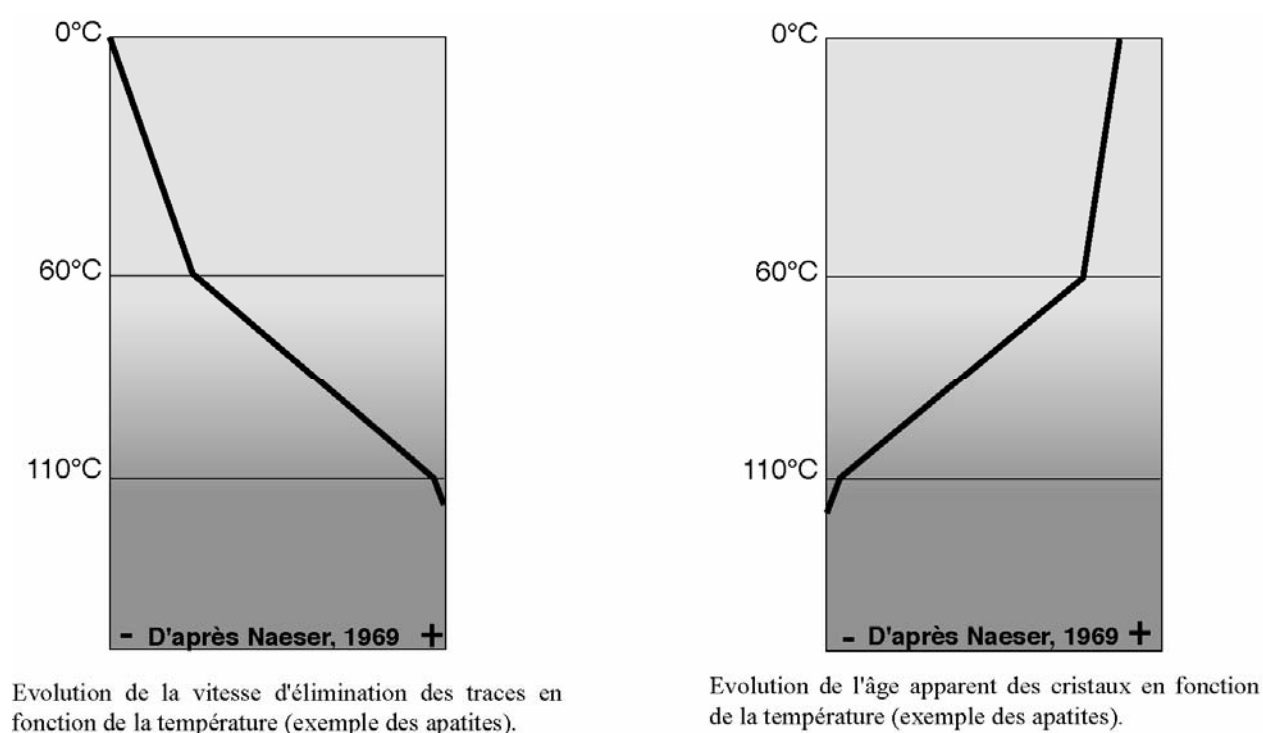


Figure II.17 : Influence de la température sur la cinétique des traces de fission. Concept de Zone Partielle d'Elimination (en anglais : Partially Annealing Zone = PAZ) (cf. texte).

III. AGES ET VITESSES DES PROCESSUS TECTONIQUES DANS LE GOBI-ALTAY



Figure III.1 : Vue du massif d'Ih Bogd (système de Gurvan Bogd, Gobi-Altay) depuis la Vallée des Lacs.

Cette thèse se focalise principalement sur le Gobi-Altay (Figure I.2), et plus particulièrement sur le système transpressif de Gurvan Bogd (Figure III.1). Elle s'inscrit dans la suite de la série d'études géologiques dont a été l'objet ce site depuis qu'un séisme de

magnitude 8.1 en 1957 a rendu célèbres la région et ses massifs. Le choix de ce site permet ainsi de pouvoir s'appuyer sur les divers types d'études qui s'y sont succédés, allant de la géologie structurale à la géodésie en passant par la géomorphologie, la tectonique et la paléosismologie. C'est aussi à Gurvan Bogd que les premières quantifications des vitesses long terme des failles par des études morphotectoniques couplées aux datations ^{10}Be (Ritz et al., 1995) ont permis de mieux comprendre leur fonctionnement au delà de l'activité sismique exceptionnelle du dernier siècle. Cela a posé entre autres les questions de la représentativité de ces vitesses sur une échelle de temps encore plus longue, celle de la surrection des massifs, et de la contribution de ces failles aux processus de construction des édifices montagneux.

La démarche suivie démarre donc de cette problématique 'locale' pour s'étendre ensuite à la caractérisation de l'évolution de la déformation récente dans les autres chaînes de Mongolie et Sibérie. À Gurvan Bogd, nous avons d'abord étendu les quantifications de vitesses à d'autres segments de faille inverses et successivement nous nous sommes intéressés aux taux de surrection des massifs associés. Cette approche nous a permis d'analyser les mouvements superficiels de la croûte sur plusieurs échelles de temps et d'espace et de mieux comprendre comment et avec quels rythmes évolue la déformation des massifs au cours du temps. De plus, cela a permis d'étudier les interactions entre processus tectoniques et climatiques et de proposer des scénarios d'évolution morphologique du relief.

3.1 Quantification des vitesses pléistocènes-holocènes des failles dans la chaîne de Gurvan Bogd (Gobi-Altay) par datation ^{10}Be de cônes alluviaux décalés

L'analyse morphotectonique de marqueurs alluviaux affectés par des failles, associée à la datation de l'exposition de ces marqueurs par la méthode des cosmonucléides, permet de quantifier l'activité tectonique long terme des failles qui accommodent la déformation. La chaîne de Gurvan Bogd, dans le Gobi-Altay, est caractérisée par la présence de plusieurs générations de cônes alluviaux aux pieds des massifs décalés horizontalement ou verticalement par le jeu cumulé de segments de failles. Ce site offre donc la possibilité de mettre en place cette approche morphotectonique-géochronologique, afin d'étudier les processus tectoniques récents de surface.

La quantification des vitesses de déplacement de différents segments décrochants ou inverses le long de la chaîne peut ainsi se faire sur plusieurs dizaines, voire centaines de milliers d'années, ce qui permet de prendre en compte le fonctionnement des failles sur plusieurs cycles sismiques. Cela est fondamental pour que les vitesses de glissement déterminées soient représentatives de l'activité tectonique long terme des failles, surtout dans un contexte de déformation 'lente' et caractérisée par des séismes de forte magnitude. Cette étude, couplée à l'analyse des amplitudes des ruptures co-sismiques de l'événement de 1957 et de celles précédentes qui sont enregistrées dans la topographie (ou dans le sol, grâce à la paléosimologie), permet aussi de déterminer les périodes de récurrence des séismes et de quantifier ainsi l'aléa sismique de ces failles.

Après une première étude visant à compléter les données de vitesses de glissements sur différents segments actifs (Annexe A), nous avons pu re-examiner tous les travaux

morphotectoniques réalisés sur les massifs de Gurvan Bogd. Nous avons aussi décidé d'harmoniser les datations ^{10}Be des cônes alluviaux en tenant compte des progrès de la technique au cours des dix dernières années en termes de précision sur les taux de production et en termes d'exploitation des données des profils en profondeur. Cela nous a permis de confirmer des vitesses de glissement lentes sur le Pleistocène supérieur-Holocène, avec une vitesse horizontale maximale de la faille de Bogd autour de 1,5 mm/an et des vitesses verticales maximales des segments inverses comprises entre 0,1 et 0,2 mm/an. Les datations des cônes alluviaux (15-20 ka et 100-130 ka pour les deux derniers événements alluviaux), associées à la régularité des décalages latéraux de ces marqueurs le long de la faille de Bogd, suggèrent que les épisodes d'aggradation se produisent de façon cyclique, pendant les transitions entre les périodes glaciaires (longues et sèches) et les périodes interglaciaires (courtes et humides), environ tous les 100 ka. Les décalages co-sismiques observés le long de la faille de Bogd semblent indiquer un fonctionnement caractéristique, avec des événements de magnitude similaire à celui de 1957, sur plusieurs cycles. D'après les vitesses de glissement long terme, l'intervalle de récurrence moyen de ces séismes sur cette faille est compris entre 3000 et 4000 ans.

3.1.1 Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia) (Geological Society of America Special Paper 415, p. 87–110, doi: 10.1130/2006.2415(06))

Geological Society of America
 Special Paper 415
 2006

Using in situ–produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia)

J.-F. Ritz[†]

R. Vassallo

Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, CNRS-UMII UMR 5573, Université Montpellier II, Montpellier, France

R. Braucher

CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, Aix-en-Provence, France

E.T. Brown

Large Lakes Observatory, University of Minnesota, Duluth, Minnesota 55812, USA

S. Carretier

Laboratoire des Mécanismes de Transfert en Géologie, IRD-CNRS-UNIV UMR 5563, Toulouse, France

D.L. Bourlès

CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, Aix-en-Provence, France

ABSTRACT

This paper presents an updated synthesis of morphotectonic studies that quantify active tectonics along the Gurvan Bogd mountain range in the Mongolian Gobi-Altay, the site of one of the strongest historic intracontinental earthquakes (Mw 8.1) in 1957. Our goal was to determine the slip rate along the constituent fault segments and to estimate the return period of such large events. Along each segment, cumulative offsets were estimated from topographic surveys, and the ages of the offset markers were determined using cosmic-ray exposure dating. In this review, we reevaluate ^{10}Be data reported in previous publications using a chi-square inversion analysis of depth profiles and an updated scaling model for spatial production rate variations. We also discuss sampling strategies for dating alluvial fans in arid settings.

This study confirms the low horizontal and vertical slip rates within the massifs of the Gurvan Bogd mountain range for the Late Pleistocene–Holocene period, suggests that episodes of aggradation occurred near the times of major global glacial terminations (at ca. 15–20 ka and ca. 100–130 ka), and provides evidence for another much earlier aggradational episode, occurring before 400 ka. The Bogd fault has a maximum horizontal left-lateral slip rate of ~1.5 mm/yr, while reverse fault segments along the Gurvan Bogd fault system have vertical slip rates between 0.1 and 0.2 mm/yr. Characteristic dislocations observed along the Bogd fault suggest return periods of earthquakes similar to 1957 between 3000 and 4000 yr.

Keywords: Mongolia, Gurvan Bogd, active faults, slip rates, ^{10}Be .

[†]E-mail: ritz@dstu.univ-montp2.fr.

Ritz, J.-F., Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E.T., Carretier, S., and Bourlès, D.L., 2006, Using in situ–produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia), in Siame, L.L., Bourlès, D.L., and Brown, E.T., eds., Application of cosmogenic nuclides to the study of Earth surface processes: The practice and the potential: Geological Society of America Special Paper 415, p. 87–110, doi: 10.1130/2006.2415(06). For permission to copy, contact editing@geosociety.org. © 2006 Geological Society of America. All rights reserved.

INTRODUCTION

In intraplate domains, strain rates can be very low, and earthquake recurrence intervals may be thousands of years. It is therefore important to study active faulting over several seismic cycles. In such regions, long-term slip rates determined through dating surficial features that accumulated deformation over significant timescales provide a means of characterizing tectonic activity. However, until the mid-1990s, dating morphological features displaced along active faults was problematic. In arid domains, for example, the absence of organic material and fine-grained deposits often precluded radiocarbon or thermoluminescence dating, so ages of morphological markers were typically estimated by correlation with global and regional climatic events. The development of cosmic-ray exposure dating in the mid-1980s (Nishizumi et al., 1986; Klein et al., 1986) provided the possibility to determine surface exposure age of quartz-rich detrital material.

In this paper, we present an updated synthesis of a series of morphotectonic studies (Ritz et al., 1995, 2003; Carretier, 2000; Carretier et al., 2002; Vassallo et al., 2005) that aimed to determine the long-term slip rates along the Gurvan Bogd fault system in the Gobi-Altay (Mongolia) using in situ-produced ^{10}Be (Fig. 1). These studies were based on five months of fieldwork during seven expeditions. The Gurvan Bogd fault system is within the easternmost extent of the Mongolian Gobi-Altay, and in 1957 was the site of one of the strongest intraplate earthquakes of the past century (Mw 8.1; Florensov and Solonenko, 1965; Kurushin et al., 1997). This earthquake generated more than 350 km of surface ruptures, principally along the east-west-trending left-lateral Bogd strike-slip fault. The Bogd fault was the site of one of the first studies (Ritz et al., 1995)—along with a site along the Owens Valley fault in California (Bierman et al., 1995)—that applied cosmic-ray exposure dates to estimate long-term slip rates. Because of the arid climate, the Gobi-Altay offers extraordinary preservation of the morphological markers and thus is well suited for cosmogenic dating.

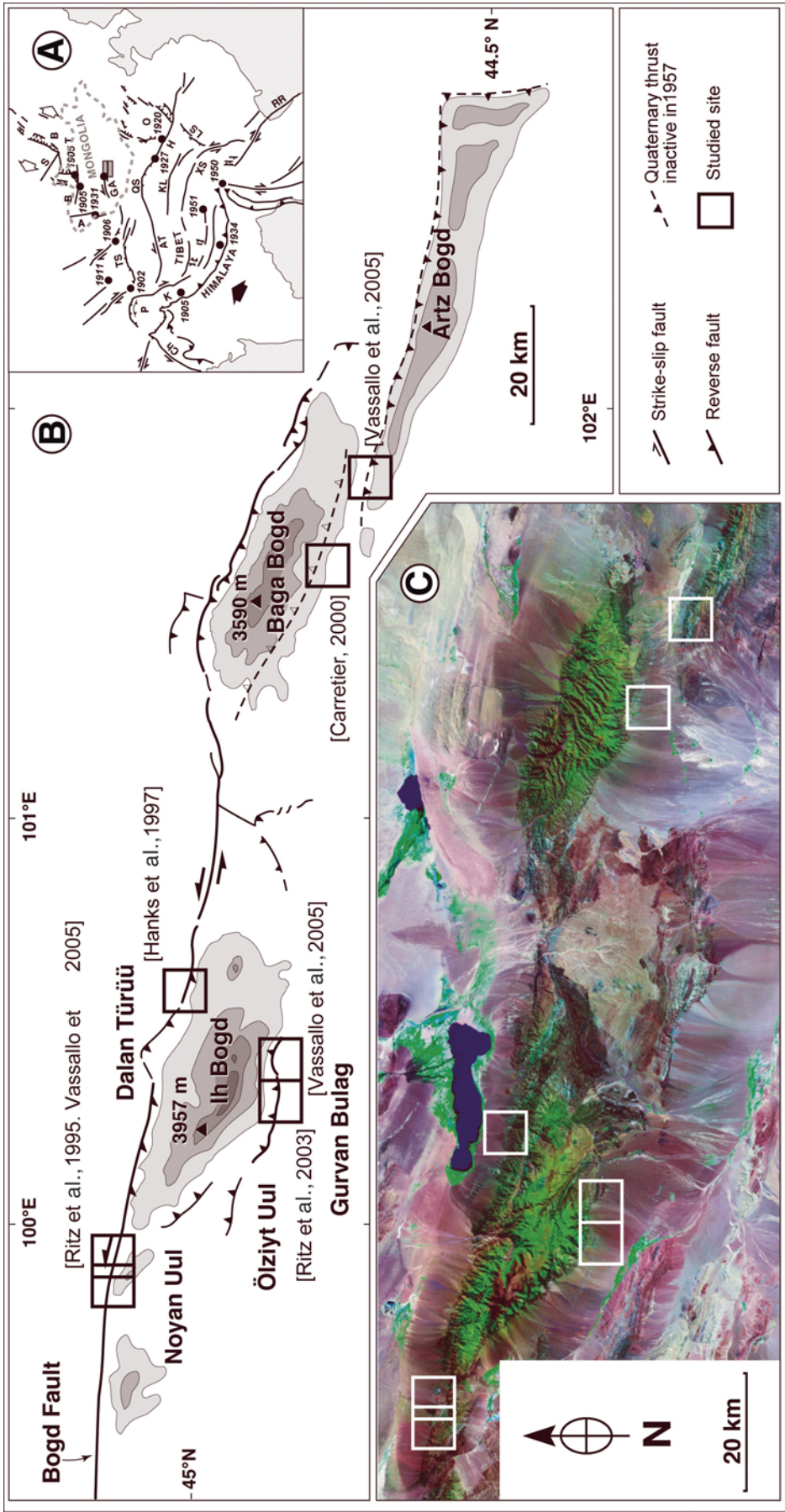
The ^{10}Be studies in Gobi-Altay, as well as others in similar settings (e.g., Anderson et al., 1996; Repka et al., 1997; Van der Woerd et al., 1998, 2002; Hancock et al., 1999; Brown et al., 2002; Meriaux et al., 2004, 2005), showed that superficial samples often contain inherited ^{10}Be due to preexposure that can lead to overestimation of their exposure ages. Measurement of the distribution of ^{10}Be with depth and comparison with theoretically predicted exponential decreases in vertical profiles (e.g., Brown et al., 1992) provide a means of evaluating complex exposure histories. Therefore, after a first protocol consisting of sampling only the surface, a second protocol consisted of analyzing the distribution of ^{10}Be at depth along soil pits dug into the upper two meters of studied markers. Below this depth and for deposits younger than a few 100 ka, negligible ^{10}Be is produced. Assuming that there was little temporal variability in the inherited component, the concentration profiles tend toward an asymptotic value at depth that indicates average inheritance, and may be used to correct the surface age (Burbank and Anderson, 2001, p. 50–51).

The distribution of ^{10}Be at depth is also a function of the erosion rate of the surface (Brown et al., 1995). Therefore, the knowledge of this parameter improves the precision of age calculations. When the erosion rate cannot be estimated, an assumption of no erosion is generally made to obtain minimum exposure ages (e.g., Brown et al., 1992; Ritz et al., 1995). The divergence between minimum and real exposure ages increases with the age of the surface, especially for surfaces older than ca. 100 ka. Indeed, the evolution of the ^{10}Be concentration of a sample with time, at a given depth and for a given production rate, firstly increases linearly and then tends to a steady-state equilibrium, which is reached more or less rapidly depending on the erosion rate (Brown et al., 1991). Using a novel chi-square inversion analysis of depth profiles (Siame et al., 2004), we reevaluate the cosmic-ray exposure data obtained for the Gurvan Bogd fault system in eastern Gobi-Altay reported in previous publications (Ritz et al., 1995, 2003; Carretier, 2000; Vassallo et al., 2005). We applied to all of them the same scaling model for spatial production rate variation calculations (Stone, 2000). This allows a discussion of contributions of morphological and tectonic processes in active fault systems.

TECTONIC SETTING

The Gobi-Altay mountain range in Mongolia and its continuation to the northwest, the Altay mountain range, represent the northernmost active compressional belt in central Asia (Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1979) (Fig. 1). Western Mongolia and its immediately surrounding areas were the site of four M 8 earthquakes during the twentieth century, and thus may be considered among the most active intracontinental regions (e.g., Baljinnyam et al., 1993; Schlupp, 1996; Bayasgalan, 1999).

In 1957 the most recent of these earthquakes, the Gobi-Altay earthquake, ruptured the eastern part of the Valley-of-Lakes fault (called the Bogd fault), a Paleozoic structure that was reactivated during the Cenozoic (Florensov and Solonenko, 1965). The following year, a Mongolian-Russian expedition provided an outstanding description of ground surface effects of the earthquake at the epicentral zone (Florensov and Solonenko, 1965). Baljinnyam et al. (1993) revisited some of the piercing points of the surface breaks, and Kurushin et al. (1997) furnished an updated and thorough description of the entire rupture area. The main rupture of more than 260 km of left-lateral strike slip occurred along the Bogd fault, to the north of the Ih Bogd (3957 m) and Baga Bogd (3590 m) massifs (Fig. 1). The average horizontal displacement ranged between 3 and 4 m with a maximum section of offsets up to 5–7 m (Kurushin et al., 1997). An additional 100 km of reverse faulting, distributed on five secondary segments, ruptured simultaneously with the Bogd fault during the 1957 earthquake (Ölziyt, Gurvan Bulag, Toromhon, Dalan Türiü, and Hetsüü). These fault segments correspond mainly to thrust faults found at the base of ridges and low hills or “forebergs” (Florensov and Solonenko, 1965; Kurushin et al., 1997; Owen et al., 1999; Bayasgalan et al., 1999b) that are shortening structures associated with the main Bogd strike-slip fault.



The topography of the region appears to be tightly associated with the geometry, the kinematics, and the distribution of ruptures (Fig. 1). Along the Ih Bogd and Baga Bogd massifs, left-lateral slip is associated with a vertical reverse component. These two massifs are bounded by oblique reverse faults along their northern flanks and pure reverse faults along their southern flanks. They can thus be considered as rigid pop-up structures resulting from transpressional deformations within restraining bends along the Bogd strike-slip fault (Kurushin et al., 1997; Cunningham et al., 1996, 1997; Cunningham, 1998). The broad flatness of the summit plateau of the Ih Bogd massif (Fig. 2), an elevated remnant of an ancient erosional surface, also suggests that the bounding faults have had similar long-term slip rates. The difference in height between the surface and the bounding faults is ~2000 m.

Morphological analysis of offset streams, ridges, or alluvial fans along the Gurvan Bogd fault system permits estimation of cumulative displacements. This allows evaluation of the late Quaternary slip rates along the various fault segments involved in building the mountain range. Vertical slip rates along the reverse faults allow estimation of the time since initiation of relief uplift, while the horizontal slip rate combined with analysis of coseismic displacements along the Bogd strike-slip fault allows calculation of the recurrence interval of large earthquakes in the area.

FIELDWORK AND METHODS

Field Site Selection

Soviet-Mongolian aerial photographs (1:35,000 scale) taken in 1958 were used to define surfaces and to choose sites for detailed field studies, selecting those with the best-preserved morphotectonic markers (typically fan surfaces displaced by fault movements [Fig. 3] and their associated surface features, mainly debris flows). Based on their general appearance, the studied morphotectonic markers can be categorized into groups with qualitatively decreasing age. The oldest markers are rounded ridges corresponding to remnants of alluvial surfaces that have been reincised by the drainage network. Boulders on such features are entirely embedded in the surface. Inset in these ridges, two to three flat surfaces are recognizable: The older, flatter surfaces contain deeply weathered granite boulders generally embedded in finer material (debris flows); the younger surfaces are broader and can be covered by broad debris-flow deposits characterized by dense boulder fields (according to the lithology of the bedrock within the upstream drainage basin). The well-preserved granite boulders (1 m on average, up to 3 m) on the different surfaces often show well-developed desert varnish coatings, some of which having petroglyphs reported to be 3000 yr old (Florensov and Solonenko, 1965) (Fig. 4).

Measurement of Offsets

Topography of the surfaces was surveyed by measuring cross sections or digital elevation models (DEMs) with

kinematic GPS using two receivers. One was used as a base, its antenna fixed on a tripod; the other one was mobile, its antenna attached to a hand-carried pole. Both receivers recorded positioning data (from at least four satellites) at intervals of 1, 3, 5, or 10 seconds depending on the length of profiles or the surface of the DEM and the need for finer topographic details. Positioning data were processed after or during (by means of a radio connection between receivers) the survey depending on the type of kinematic GPS stations. Remeasurements of starting points for profiles or DEM indicated horizontal and vertical uncertainties on the order of 1 cm. Displacements and associated uncertainties were calculated using mathematical parameterizations developed by Hanks et al. (1984) from the work of Bucknam and Anderson (1979).

Dating Morphotectonic Markers

Cosmic-ray exposure dating of the morphological markers was performed using *in situ*-produced ^{10}Be (e.g., Brown et al., 1991; Bierman, 1994; Siame et al., 2000). The alluvial fans cut by the Gurvan Bogd fault system show variations in morphology and degree of preservation. Our sampling strategy was developed to minimize the effects of exposure prior to deposition and of postdeposition erosional processes. Some of the surfaces show dense boulder fields preserved at the surface, whereas some others—because they are older and more eroded or because they are composed of material with other lithologies—do not contain large boulders. Our sampling strategies evolved over time. At the beginning of the study in 1993, the working assumption was that the occurrence of large granite boulder flows represented the effect of strong erosional events that reworked massive quantities of slope material from the upstream drainage basins (Ritz et al., 1995, 2003). In addition, because these debris flows represented intense erosional events, it was thought that deposition would be rapid, and little cosmogenic nuclide accumulation would occur during transport. Under these conditions, the concentration of *in situ* cosmogenic ^{10}Be would be directly related to the time when alluviation ended, or when subsequent incision led to the abandonment of the fan surface.

However, during evaluation of first ages obtained from surface samples (Ritz et al., 1995), we realized that some of these surface boulders were likely to contain ^{10}Be due to prior exposure. This inherited ^{10}Be leads to the overestimation of exposure ages. In subsequent fieldwork, we collected samples for ^{10}Be analysis in depth profiles in fan surfaces in order to evaluate the potential role of prior exposure (Carretier, 2000; Ritz et al., 2003; Vassallo et al., 2005). Observations of the evolution of ^{10}Be with depth may be compared with theoretically predicted exponentially decreasing profiles (e.g., Brown et al., 1992, 1995) to develop strategies for corrections for prior exposure.

To estimate exposure ages from boulders embedded in alluvial fans as well as both denudation rates and exposure ages from depth profiles, the following equation was used:

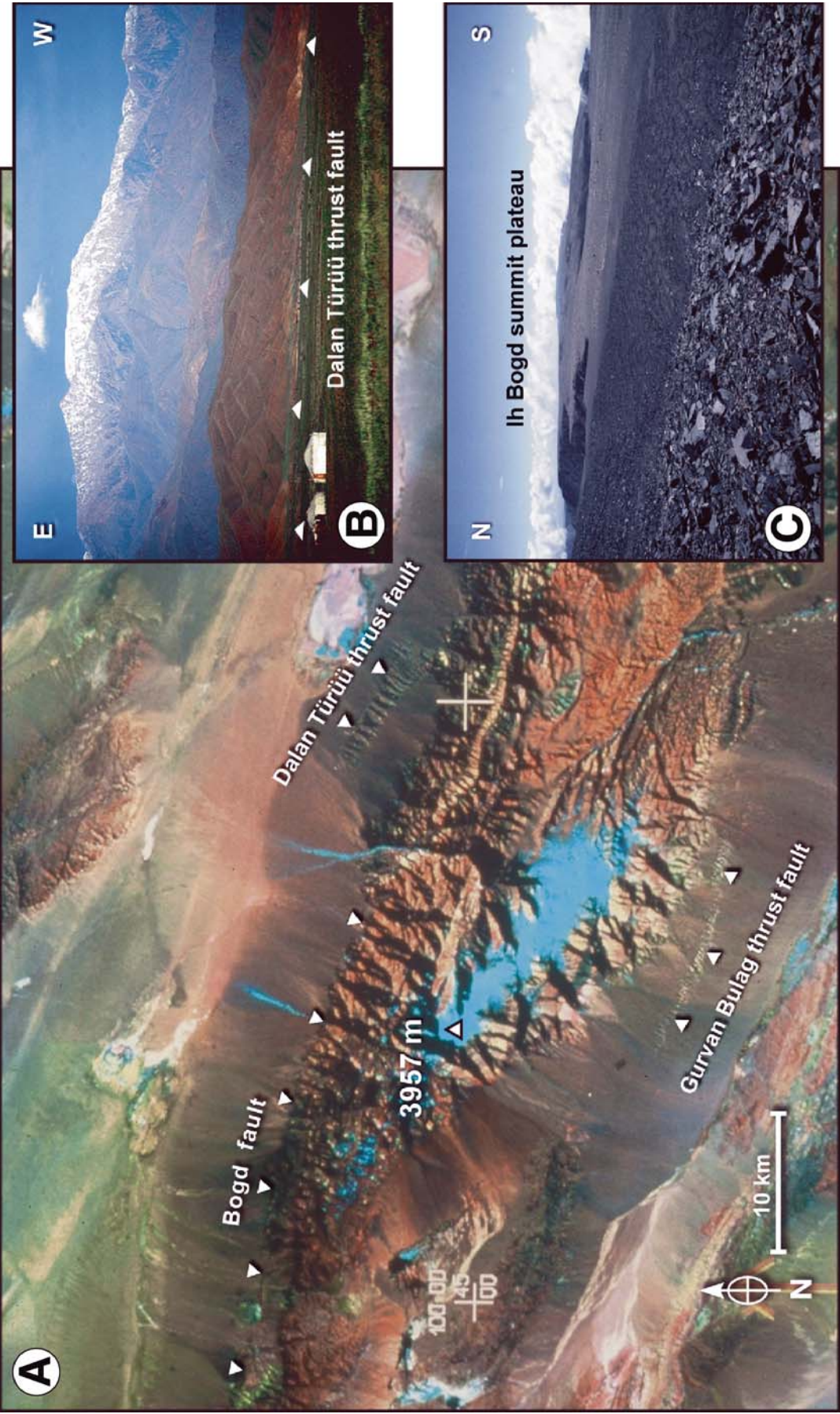


Figure 2. A: SPOT image of Ih Bogd massif (note the flat summit surface covered by a thin snow cap). B: Ih Bogd massif seen from the Dalan Törüü thrust fault. C: View toward the east of Ih Bogd summit surface corresponding to an old erosional surface.



Figure 3. Examples of offset alluvial fan surfaces. A: Along the Bogd left-lateral strike-slip fault. B: Along the Gurvan Bulag thrust fault at Noyan Uul.



Figure 4. Large boulder (~1 m diameter) exposed at the surface of a fan, well embedded in finer material. Note the petroglyph representing a ram drawn on the heavy desert varnish coating. Note also the absence of desert varnish at the bottom of the boulder, attesting to the erosion of the finer material by wind deflation.

$$C(x, \varepsilon, t) = C_{inh} \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0 \cdot p_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_0 \cdot p_{us}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{us}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{us}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{us}} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_0 \cdot p_{uf}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{uf}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{uf}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{uf}} + \lambda \right)} \right] \quad (1)$$

where $C(x, \varepsilon, t)$ is the ^{10}Be concentration function of depth x (g/cm²), erosion rate ε (g/cm²/yr) and exposure time t (yr); Λ_n , Λ_{us} , and Λ_{uf} are the effective apparent attenuation lengths (g/cm²), for neutrons, slow muons, and fast muons, respectively; p_n , p_{us} , and p_{uf} are the relative contributions to the ^{10}Be production rate of the three reactions ($p_n + p_{us} + p_{uf} = 100\%$); P_0 is the production rate at the surface taken from Stone (2000); and C_{inh} represents the ^{10}Be concentration potentially acquired by the sample during exposure to cosmic rays prior to emplacement in their sampling position. All calculations were performed using attenuation lengths of 150, 1500, and 5300 g/cm² with associated relative contributions to the total surface production rate of 97.85%, 1.50%, and 0.65% for neutrons, slow muons and fast muons, respectively. These values are based on field-calibrated measurements (Braucher et al., 2003).

Recently, Siame et al. (2004) showed that measurement of ^{10}Be concentrations along a depth profile allows estimation of both exposure time and erosion rate using a chi-square inversion that minimizes the function

$$Chi-square = \sum_{i=1}^n \left[\frac{C_i - C(x_i, \varepsilon, t)}{\sigma_i} \right]^2, \quad (2)$$

where C_i is the measured ^{10}Be concentration at depth x_i , $C(x_i, \varepsilon, t)$ is the theoretical ^{10}Be concentration determined using equation 1, σ_i is the analytical uncertainty at depth i , and n is the total number of samples in the profile. Chi-square inversion allows us to determine the Q value, an estimator of the “goodness of fit” (e.g., Press et al., 1996). The model is considered a good one if the Q value is greater than 0.001. A lower value can result from oversimplifying model assumptions (such as constant erosion rate through time or same inheritance for all samples), or from too large analytical uncertainties.

For each profile, we assume a null inheritance and an inheritance of 0.15 M atoms/g to evaluate the effects of inheritance on age determination. The second value corresponds to the typical concentration measured in samples at depths greater than 1.5 m. This concentration would correspond to a residence time of 5000 yr at the average elevation of the major drainage basins feeding the alluvial fans. For both values, we generated a chi-square contour diagram versus erosion rate and time. The minimum chi-square value defines the best-fit erosion-time couple. A 1σ confidence interval contour is determined, whose projection

For the surficial samples of each studied surface, a mean exposure age, weighted to account for the variable analytical uncertainties for each sample, was computed. To perform this calculation, we did not include outlying data that were significantly different (when considering 2σ uncertainty intervals) from the mean value of the main data cluster for a given feature. Such outliers are interpreted as being associated either with reworked material with significant predepositional exposure (highest values), or with material exposed to postdepositional processes (lowest values). The uncertainty for the age of each surface was then estimated by the difference between this weighted mean age and the highest and lowest considered ages (error bars included), since we do not know whether scatter is primarily due to variation in inheritance (predepositional

Samples were analyzed by accelerator mass spectrometer at the Tandém AMS facility, Gif-sur-Yvette, France (Raisbeck et al., 1987, 1994) or the Lawrence Livermore National Laboratory AMS facility, Livermore, California, USA (Davis et al., 1990), after isolation of quartz and chemical preparation of Be targets (Ritz et al., 2003). One goal of this paper is to homogenize and synthesize all data gathered in the region, having the ^{10}Be concentrations all normalized with reference to National Institute of Standards and Technology Standard Reference materials (NIST SRM) 4325 using its certified $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $(26.8 \pm 1.4) \times 10^{-12}$ (Tables 1–4). All exposure age calculations use production rates from Stone (2000).

Sample	Surface	P0 (at/g/yr)	¹⁰ Be (Mat/g)	Uncertainty (Mat/g)	Minimum age (yr)	Uncertainty (yr)
<u>Noyan Uul</u>						
D VI 1	S1	21.1	1.42	0.11	6.99E+04	6.85E+03
D VI 3	S1	21.1	1.30	0.17	6.39E+04	9.19E+03
D VI 4	S1	21.1	1.04	0.11	5.09E+04	6.19E+03
D VI 5	S1	21.1	1.37	0.14	6.74E+04	7.98E+03
D VII 1	S2	21.1	1.10	0.14	5.39E+04	7.59E+03
D VII 2	S2	21.1	1.56	0.17	7.69E+04	9.56E+03
D VII 3	S2	21.1	1.83	0.12	9.05E+04	8.04E+03
D VII 4	S2	21.1	1.65	0.14	8.14E+04	8.46E+03
D VII 5	S2	21.1	1.55	0.12	7.6E+04	7.48E+03
D IV 1	R1	21.1	1.30	0.09	6.39E+04	5.85E+03
D IV 2	R1	21.1	1.13	0.08	5.54E+04	5.14E+03
D IV 3	R1	21.1	1.22	0.10	5.99E+04	6.08E+03
D IV 4	R1	21.1	0.97	0.09	4.75E+04	5.25E+03
Soil pit	Surface	Depth (cm)	¹⁰ Be (Mat/g)	Uncertainty (Mat/g)		
NU42	S1	205	0.34	0.06		
NU45	S1	160	0.63	0.14		
NU47	S1	110	0.45	0.07		
NU49	S1	80	0.32	0.04		
NU51	S1	20	1.11	0.16		
NU52A	S1	0	1.85	0.27		
P0 (at/g/yr)		Density (g/cm ³)				
18.2		2.0				
<i>Note:</i> Uses its certified ¹⁰ Be/ ⁹ Be ratio of (26.8 ± 1.4) × 10 ⁻¹² and cosmic ray exposure ages at Noyan Uul.						

TABLE 2A. CENTRAL GURVAN BULAG, WESTERN FAN

Sample	Surface	P0 (at/g/yr)	10Be (Mat/g)	Uncertainty (Mat/g)	Minimum age (ka)	Uncertainty (ka)
<u>Gurvan Bulag (West)</u>						
GB96-9	S2	25.0	3.05	0.10	1.29E+05	8.85E+03
GB96-10	S2	25.0	3.19	0.10	1.35E+05	9.12E+03
GB96-11	S2	25.0	3.17	0.08	1.34E+05	8.67E+03
GB96-12	S2	25.0	2.99	0.07	1.26E+05	8.15E+03
GB96-13 (65 cm)	S2	25.0	1.18	0.03		
GB96-14 (90 cm)	S2	25.0	0.84	0.03		
GB96-13 [†]	S2	25.0	2.81	0.31	1.18E+05	1.47E+04
GB96-14 [†]	S2	25.0	2.79	0.32	1.17E+05	1.50E+04
GB96-15 [‡]	S2	25.0	2.10	0.05	8.77E+04	5.66E+03
Mo93-AII1	S3	25.0	0.28	0.03	1.17E+04	1.42E+03
Mo93-AII2	S3	25.0	0.29	0.04	1.21E+04	1.79E+03
Mo93-AII3	S3	25.0	0.43	0.04	1.75E+04	1.95E+03
Mo93-AII4	S3	25.0	0.59	0.05	2.44E+04	2.52E+03
Mo93-AII5 [‡]	S3	25.0	1.02	0.08	4.22E+04	4.16E+03
Mo95-11	S3	25.0	0.37	0.03	1.53E+04	1.54E+03
Mo95-12	S3	25.0	0.29	0.02	1.20E+04	1.09E+03
Mo95-13	S3	25.0	0.32	0.02	1.32E+04	1.14E+03
Mo95-14	S3	25.0	0.42	0.05	1.73E+04	2.30E+03
Mo95-15	S3	25.0	0.44	0.03	1.82E+04	1.62E+03
Mo95-16	S4	24.1	0.11	0.01	4.50E+03	5.03E+02
Mo95-17	S4	24.1	0.21	0.03	8.75E+03	1.22E+03
Mo95-18	S4	24.1	0.08	0.01	3.37E+03	5.88E+02
Mo95-19	S4	24.1	0.13	0.02	5.43E+03	7.92E+02
Mo95-20 [‡]	S4	24.1	0.36	0.03	1.54E+04	1.52E+03
Mo95-21 [‡]	S5	24.1	1.39	0.08	5.98E+04	4.84E+03
Mo95-22	S5	24.1	0.43	0.03	1.83E+04	1.83E+03
Mo95-23	S5	24.1	0.31	0.03	1.30E+04	1.42E+03
Mo95-24	S5	24.1	0.41	0.04	1.74E+04	1.88E+03
Mo95-25	S5	24.1	0.35	0.04	1.51E+04	1.83E+03
Soil pit	Surface	Depth (cm)	10Be (Mat/g)	Uncertainty (Mat/g)		
GB96-1	S2	40–45	1.21	0.09		
GB96-2	S2	55–60	0.89	0.06		
GB96-3	S2	90	0.78	0.05		
GB96-4	S2	110–115	0.50	0.04		
GB96-5	S2	130	0.51	0.04		
GB96-6	S2	145–148	0.44	0.04		
GB96-7A	S2	160	0.25	0.09		
GB96-7B	S2	160	0.21	0.02		
GB96-8A	S2	170	0.18	0.02		
GB96-8B	S2	172	0.19	0.03		
P0 (at/g/yr)		Density (g/cm ³)				
25.0		2.0				

TABLE 2B. CENTRAL GURVAN BULAG, EASTERN FAN

Soil pits	Surface	Depth (cm)	¹⁰ Be (Mat/g)	Uncertainty (Mat/g)
<u>Gurvan Bulag (East)</u>				
IBSA23	S2	140	0.54	0.07
IBSA25	S2	100	0.73	0.09
IBSA26	S2	70	1.37	0.19
IBSA28	S2	30	1.79	0.20
IBSA30	S2	0	2.54	0.27
IBSB31	S3	200	0.16	0.04
IBSB33	S3	160	0.38	0.05
IBSB35	S3	120	0.15	0.03
IBSB37	S3	80	0.37	0.05
IBSB39	S3	40	0.50	0.07
IBSB41	S3	0	0.70	0.10
P0 (at/g/yr)	Density (g/cm ³)			
23.3	2.0			

SUMMARY OF PREVIOUS RESULTS

The Bogd Fault: Noyan Uul

At Noyan Uul, immediately to the northwest of the Ih Bogd massif (location in Fig. 1), there are morphological features clearly displaying cumulative horizontal left-lateral displacements (Fig. 5). The east-southeast-trending fault scarp delimits two morphological domains: (1) to the south a mountainous area incised by gorges and deep ravines and (2) to the north an alluvial plain that dips gently (5°) northward. The drainage network clearly shows small-scale left-lateral strike-slip movements; along the fault an ~5 m offset is visible, and numerous small streams show left-lateral displacements. North of the fault scarp there are several generations of incised alluvial fans. The younger fans (S0) are cone-shaped in plan view. During deposition, they truncated parts of the older fans. The old fans (S1, S2) do not presently correspond to any upslope stream, indicating sinistral displacement of the alluvial plain relative to the mountainous domain. Ritz et al. (1995) studied the site where the misalignment of cones with respect to the drainage basin was clearest and where the left-lateral strike-slip offset was also manifested by the misalignment of large stream incisions in the old alluvial fans (D1, D2), which appear beheaded relative to streams upslope of the fault (Fig. 6). Simultaneous alignment of floodplain features (S2, D1, and D2) with upslope streams (U0, U1, and U2, respectively) requires compensation for a 220 ± 10 m horizontal offset, while alignment of surface S1 apex with the outlet of the upstream drainage basin requires compensation for 110 ± 10 m. The incision of valleys U1-D1 and U2-D2 in the hanging wall and the deposition of alluvial fans S0, S1, and S2 in the footwall can be interpreted as the result of enhanced stream power associated with a major regional climate change (Carretier et al., 1998).

TABLE 3. SOUTH BAGA BOGD

Sample	Surface	P0 (at/g/yr)	¹⁰ Be (Mat/g)	Uncertainty (Mat/g)	Minimum age (yr)	Uncertainty (yr)
South Baga Bogd						
BBS97-1 [†]	S3	27.6	1.68	0.04	6.47E+04	4.20E+03
BBS97-2	S3	27.6	0.52	0.05	1.85E+04	2.02E+03
BBS97-3	S3	27.6	0.63	0.02	2.23E+04	1.57E+03
BBS97-4	S3	27.6	0.53	0.05	1.86E+04	2.03E+03
BBS97-5 [†]	S3	27.6	1.40	0.03	5.26E+04	3.38E+03
Soil pit	Surface	Depth (cm)	¹⁰ Be (Mat/g)	Uncertainty (Mat/g)		
BBS97-18	S1	0	2.85	0.11		
BBS97-15	S1	60	1.61	0.01		
BBS97-12	S1	110	0.99	0.11		
BBS97-11	S1	130	0.94	0.12		
BBS97-9	S1	160	0.39	0.09		
BBS97-8	S1	185	0.56	0.04		
BBS97-6	S1	220	0.22	0.03		
P0 (at/g/yr)		Density (g/cm ³)				
27.6		2.0				
[†] Outlying data not included in calculations (see text).						

[†]Outlying data not included in calculations (see text).

TABLE 4. NORTH ARTZ BOGD

Soil pit	Surface	Depth (cm)	¹⁰ Be (Mat/g)	Uncertainty (Mat/g)
<u>North Artz Bogd</u>				
ABW1	UNIT 1	200	0.42	0.10
ABW4	UNIT 1	160	0.74	0.09
ABW6	UNIT 1	120	1.23	0.14
ABW8	UNIT 1	80	2.41	0.32
ABW10	UNIT 2	40	3.29	0.41
ABW12B	UNIT 2	0	3.39	0.37
P0 (at/g/yr)	Density (g/cm ³)			
21.0	2.0			

Analogously displaced fans are observed for several kilometers in both directions along the fault (Ritz, 2003).

Ritz et al. (1995) sampled S1 and S2 as well as old ridges (R1) that were interpreted as remnants of even older fan surfaces (Fig. 6). If we consider a constant slip rate through time, surface S2 should be twice as old as S1, and its boulders should have correspondingly higher ¹⁰Be concentrations. Instead, Ritz et al. (1995) found that there were only small differences in ¹⁰Be concentrations between the two surfaces, and that ¹⁰Be concentrations of ridgetop boulders were lower than those associated with the stratigraphically younger surfaces. This suggested that the concentrations were approaching steady-state values on surfaces

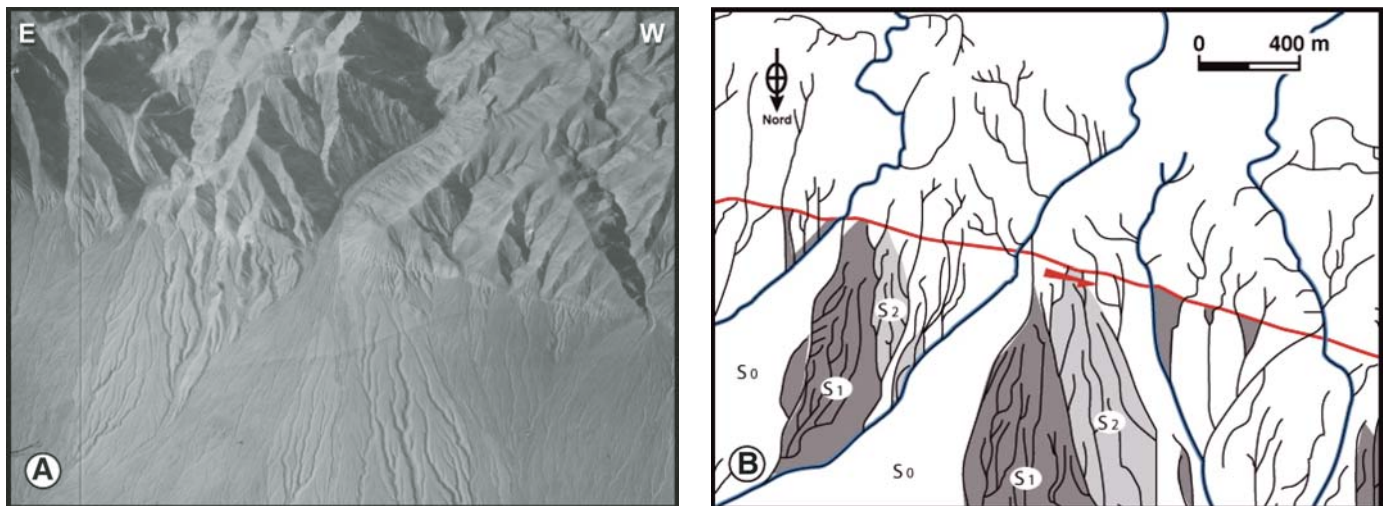


Figure 5. A and B: Aerial image and corresponding sketch map of two sequences of three alluvial fan surfaces (S0, S1, S2) shifted left-laterally along the Bogd strike-slip fault at Noyan Uul site. S0 (white) is the younger alluvial surface, S2 (light gray) is the older and S1 (dark gray) is the intermediate one. Main streams are underlined in blue.

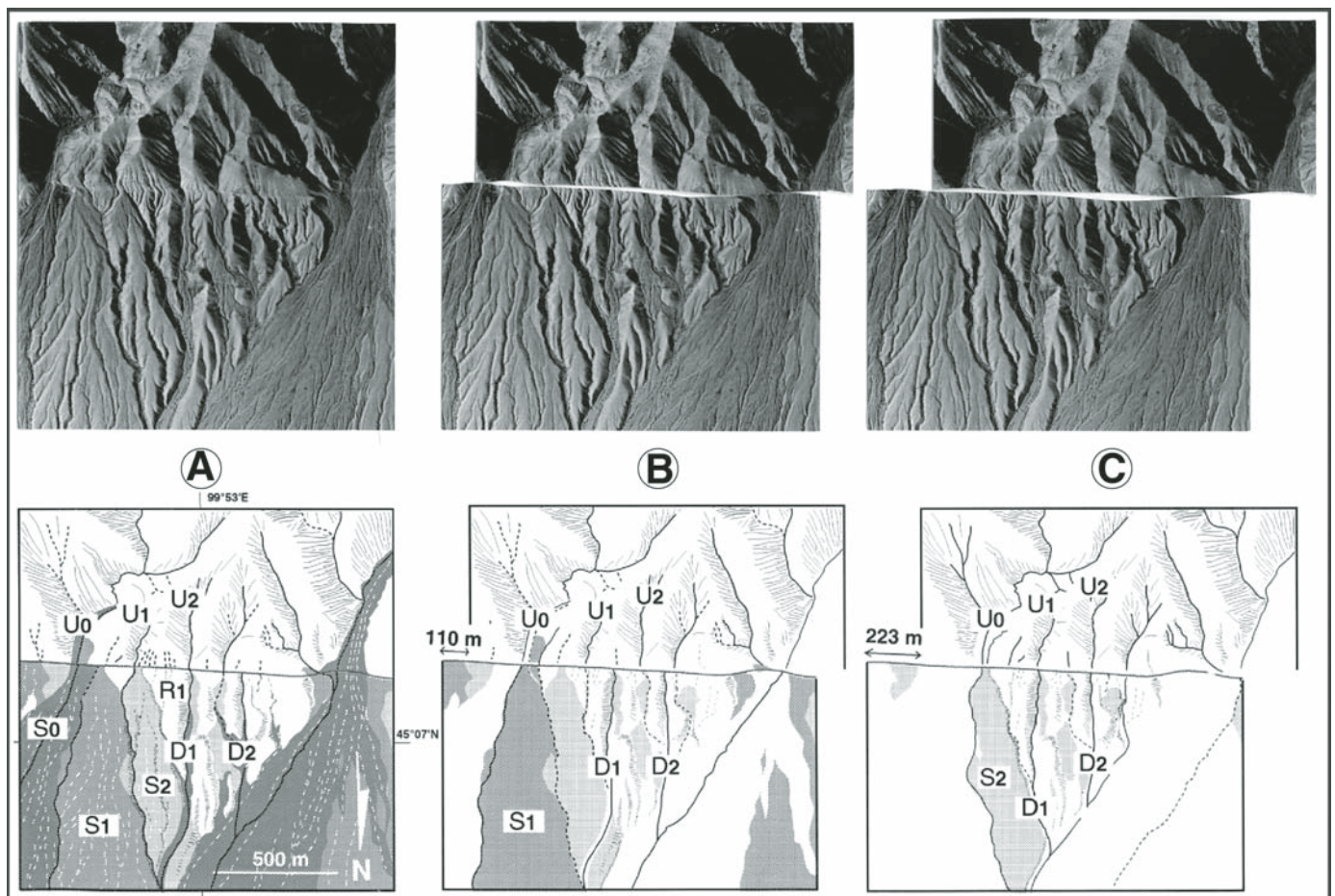


Figure 6. Reconstruction of history of alluvial fan deposition and erosion along the Bogd fault at Noyan Uul based on aerial photographs. A: Present day. B: Compensation for ~110 m horizontal offset. C: Offset compensation of ~220 m. Solid lines labeled U0, U1, and U2 designate major stream axes upstream of fault; D1 and D2 are major axes below the fault. Dotted lines indicate smaller river valleys. Shading represents relative age of depositional surfaces (S2, S1, and S0); lightest tones corresponding to oldest surfaces. Only present-day relicts of alluvial fans S1 and S2 are represented in B and C. After Ritz et al. (1995).

S1 and S2. Taking the apparent minimum age calculated for the youngest surface S1 (80 ka), Ritz et al. (1995) calculated a maximum horizontal slip rate of 1.2 mm/yr. Vassallo et al. (2005) reestimated the age of surface S1 at 125 ± 28 ka by analyzing the ^{10}Be distribution at depth—yielding an average inheritance of 0.20 ± 0.10 M atoms/g—and by estimating the erosion rate at 7 ± 1 m/m.y. This allowed the authors to calculate a left-lateral slip rate of 0.95 ± 0.29 mm/yr.

The Gurvan Bulag Thrust Fault

The Gurvan Bulag fault is a 23 km thrust that ruptured most recently in 1957, simultaneously with the Bogd strike-slip fault during the Mw 8.1 Gobi-Altay event (e.g., Kurushin et al., 1997) (Fig. 1). “Gurvan Bulag” means “three springs” in Mongolian; the 1957 earthquake changed local hydrology and dried up the springs. The morphology of the Gurvan Bulag thrust fault zone is described as a foreberg resulting from interaction between tectonics and fan dynamics (Bayasgalan et al., 1999b; Carretier et al., 2002). Flat, active surfaces are generally directly downstream of drainage basins where erosional and depositional rates are at a maximum, whereas hills are found in areas where erosion and deposition rates are lower, typically at the lateral margins of the fans. The foreberg is thus a system of inset surfaces that show clear cumulative vertical slips.

Ritz et al. (2003) and Vassallo et al. (2005) focused on two fans—termed western and eastern fans—within the central part of the Gurvan Bulag thrust fault, where the 1957 fault displacements and the cumulative deformation appear to be the largest (Fig. 7), and where the offset surfaces were the best preserved. Four markers could be distinguished from their relative elevations and surface characteristics (see Ritz et al., 2003, for more detailed description). S1 corresponds to upper, old eroded surfaces found within the hanging wall and represents elevated remnants of planar abrasive or depositional surfaces. S2 is an intermediate alluvial surface inset in S1 and is found in large patches extending on both sides of the fault. S3 is the youngest depositional surface, extending from the apex of the cones to the Gurvan Bulag foreberg, and appears to be inset in S2. Notice that the nomenclature of the surfaces, in terms of relative ages, does not correspond to that of Noyan Uul. In the western fan, as surface S3 approaches the fault zone, it overlies S2 and then dissipates before reaching the fault scarp. This termination of S3 deposits above the fault scarp is not observed within the eastern fan, where S3 is more deeply inset within the two older surfaces and crosses the fault scarp in broad channels (Fig. 7). Additional features are present only within the western fan: S4 corresponds to gullies cut in alluvial surfaces near the fault scarp, with local cones found in the footwall in front of them. Ritz et al. (2003) interpreted these features as local debris cones that accumulated at the toe of the fault scarp simultaneously with the incision of S4 gullies into older hanging-wall alluvial surfaces.

Within the western fan, Ritz et al. (2003) estimated a minimum vertical offset for S1 of 31 ± 1 m (profile 7, Fig. 8) and a

mean vertical offset for surface S2 in the studied area at 19.8 ± 1.9 m (profiles 5–7, Fig. 8). Estimation of vertical slip for surface S3 was more uncertain because within the western fan S3 terminates before reaching the fault scarp and is not found at the footwall. Because of this, Ritz et al. (2003) proposed two extreme scenarios depending on whether the cumulative offset occurred before or after S3 deposition. If most of the cumulative offset occurred before S3 deposition, the minimum vertical displacement for S3 was 6.5 ± 1.2 m, corresponding to the mean vertical displacement calculated from the gullies S4 incising surface S2 (in this scenario, the S3 debris flow covered the preexisting topography of S2 by overbank flow). In contrast, if the cumulative offset occurred after deposition of S3, the measured mean vertical separation of 17.3 ± 0.4 m would represent a maximum value for the vertical offset for S3. Finally, Ritz et al. (2003) estimated from topographic analysis that the mean 1957 vertical offset along the central part of the Gurvan Bulag thrust fault was 4.2 ± 0.3 m (profiles 1–4, Fig. 8). From the offset measurements and surface ages (131 ± 20 ka and 16 ± 20 ka for S2 and S3 surfaces, respectively), Ritz et al. (2003) determined the following vertical slip rates: 0.14 ± 0.03 mm/yr over the Late Pleistocene–Holocene and between 0.44 ± 0.11 mm/yr and 1.05 ± 0.25 mm/yr since the end of the Late Pleistocene.

Within the eastern fan, Vassallo et al. (2005) studied surfaces S2 and S3. The advantage of this site—although alluvial surfaces are not covered by boulder field as on the western adjacent fan—is that these surfaces are found in both the hanging wall and the footwall, allowing more accurate estimates of vertical offsets (profiles 8 and 9, Fig. 8). The older surface is vertically displaced by 16.0 ± 0.5 m and the younger surface by 5.0 ± 0.5 m. No estimation of the 1957 offset could be made because it was clear that within the eastern fan, the frontal part of the preexisting scarp collapsed during the 1957 event (Carretier et al., 2002, defined a gravity-controlled face). This suggests that estimates of the 1957 offset made by Ritz et al. (2003) or Kurushin et al. (1997) from topography within the western fan, 2 km farther west, are too large. Ten kilometers farther east, paleoseismological evidence indicates that the 1957 vertical offset was between 1 and 2 m, and suggests that the scarp height reported along the central part of the Gurvan Bulag thrust may represent the cumulative result of repeated fault ruptures (Prentice et al., 2002). From the offset measurements and surface ages (128 ± 13 ka and 22 ± 3 ka for S2 and S3 surfaces, respectively), Vassallo et al. (2005) determined the following vertical slip rates: 0.12 ± 0.03 mm/yr over the Late Pleistocene–Holocene and between 0.23 ± 0.05 mm/yr and 0.19 ± 0.05 mm/yr since the end of the Late Pleistocene.

The Southern Baga Bogd Thrust Fault

Similarly to the Ih Bogd massif, the southern flank of the Baga Bogd massif is bounded by a 50-km-long reverse fault that cuts through the alluvial deposits (Fig. 1). Within the eastern part of the massif, Carretier et al. (2002) identified three main geomorphic surfaces (S1, S2, and S3) (Fig. 9). These surfaces

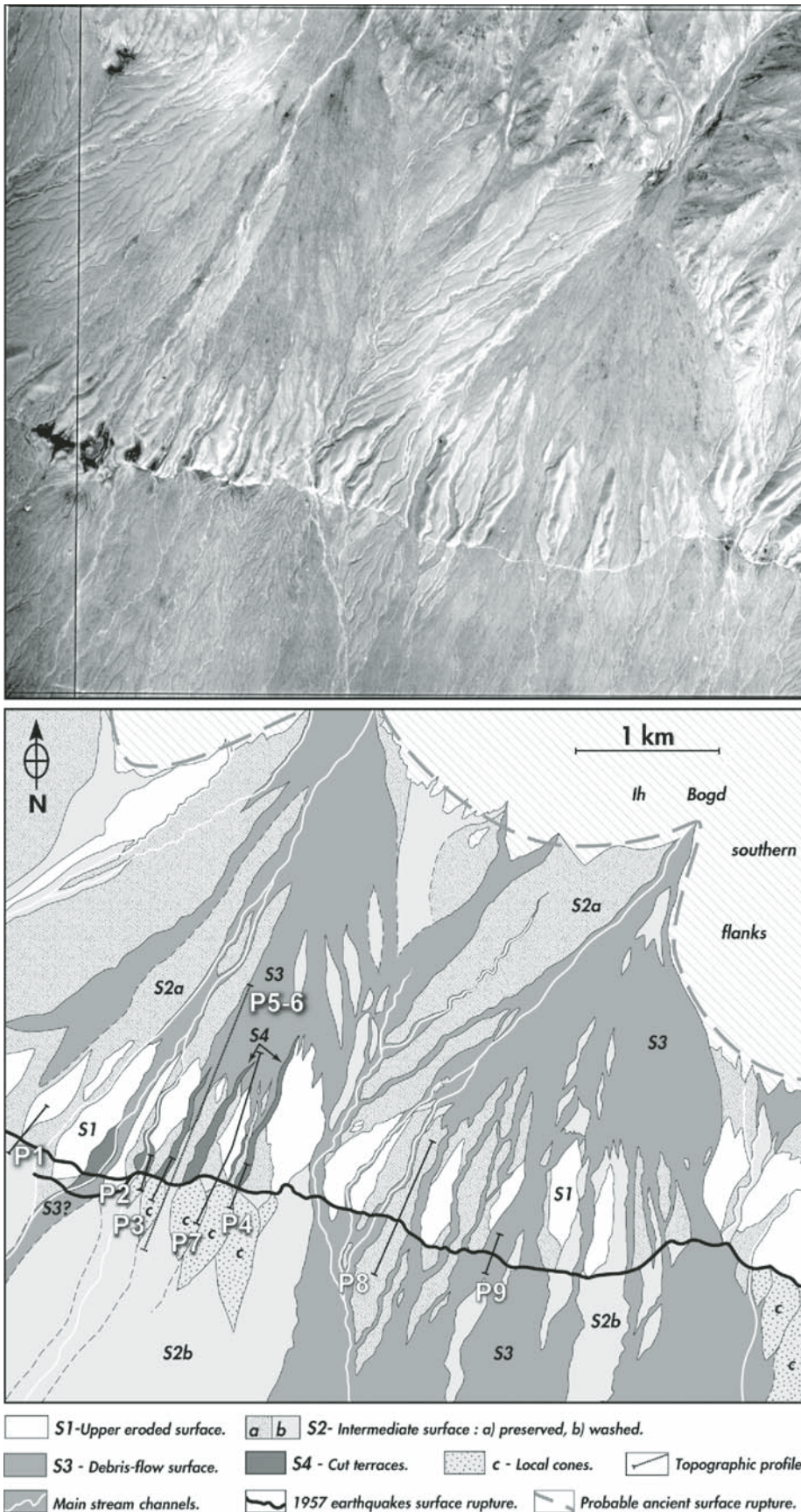


Figure 7. A: Aerial photograph of the central part of the Gurvan Bulag thrust fault cutting through two fans (see Fig. 1 for location). B: Corresponding morphological map of inset surfaces (modified after Ritz et al., 2003).

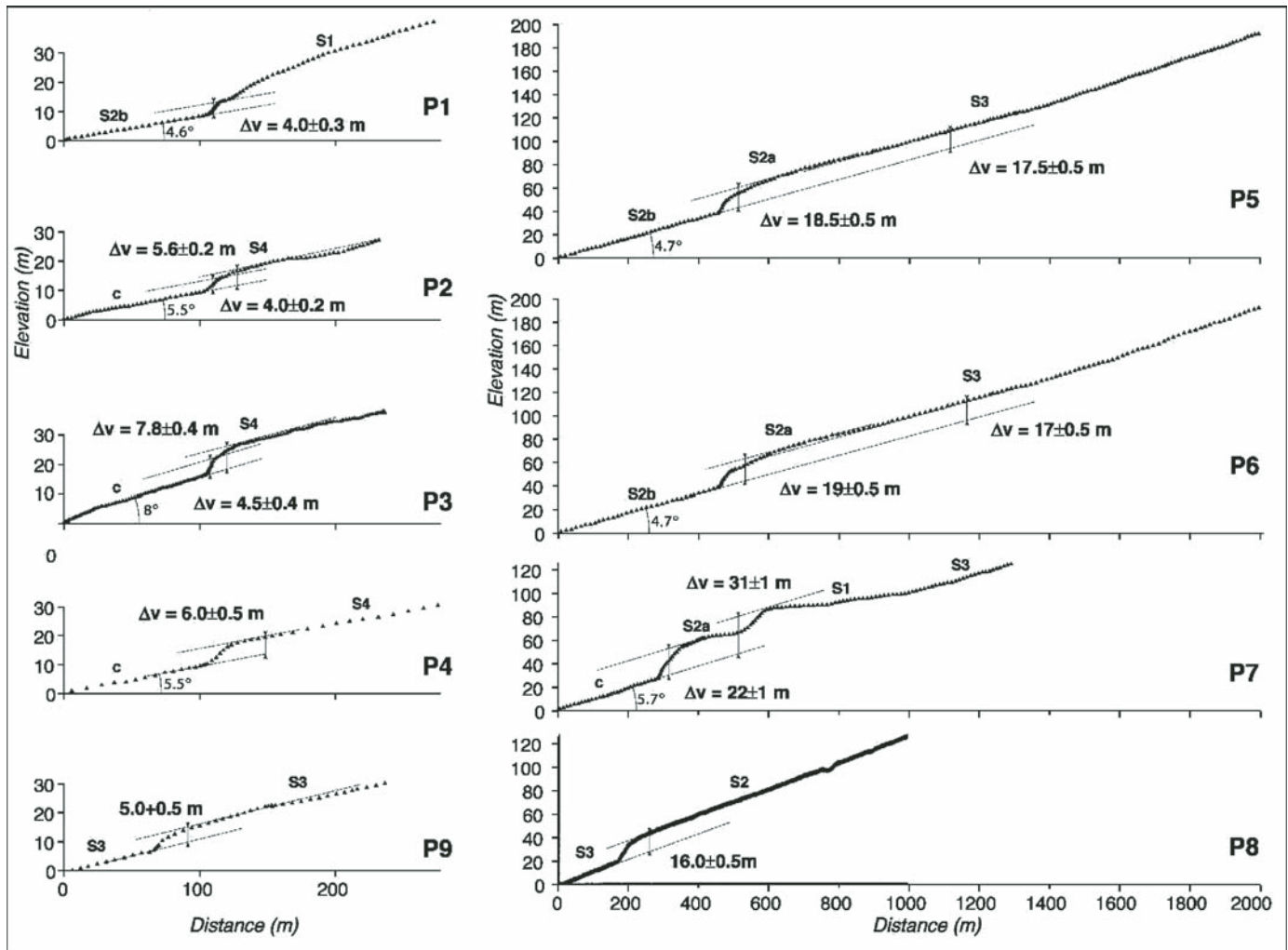


Figure 8. Topographic profiles across uplifted surfaces within the central part of the Gurvan Bulag thrust fault (see Fig. 7).

were not cut by thrusting in the 1957 earthquake (Florensov and Solonenko, 1965). The oldest (S1) is incised by dendritic drainage networks and is the highest recognizable alluvial fan surface uplifted by the reverse fault. The alluvial fan surface (S2) shows characteristics of both dendritic incision and bar-and-swaes. The most recent alluvial fan surface (S3) has not been uplifted by the fault, indicating that thrust activity on this fault segment ceased between the depositions of S2 and S3. Carretier et al.'s (2002) survey of surface S1 indicated a vertical offset of 19 ± 0.5 m (Fig. 9C). They dug a soil pit in surface S1 and determined a surface age of 206 ± 50 ka, which yielded a long-term vertical slip rate of 0.10 ± 0.03 mm/yr.

The Artz Bogd Thrust Fault

The Artz Bogd thrust fault is a 75 km long fault bounding the Artz Bogd massif to the north (Fig. 1). The thrust fault is cutting through detrital slopes deposited at the piedmont of the

massif (Bayasgalan et al., 1999b). Vassallo et al. (2005) studied the western termination of the fault (Fig. 10). As was the case for the western central fan studied by Ritz et al. (2003) within the Gurvan Bulag thrust fault, the surface that extends downslope of the fault scarp does not correspond to the surface that is vertically offset in the hanging wall. The hanging-wall surface was incised by the drainage network after its vertical displacement. Extension of the planar hanging-wall surface to the north indicates a vertical separation of 20.3 ± 0.5 m with respect to the footwall surface (Fig. 11A). Vassallo et al.'s (2005) analysis of the ^{10}Be concentration distribution along a soil pit dug in the hanging-wall surface shows the superposition of two depositional sequences consistently with the stratigraphy observed in the soil pit. The ages obtained for the lower and the upper layers were 360 ± 36 ka and 160 ± 16 ka, respectively. From the offset of the upper deposit (20.3 ± 0.5 m) and its exposure age, Vassallo et al. (2005) estimated a vertical slip rate of 0.13 ± 0.01 mm/yr.

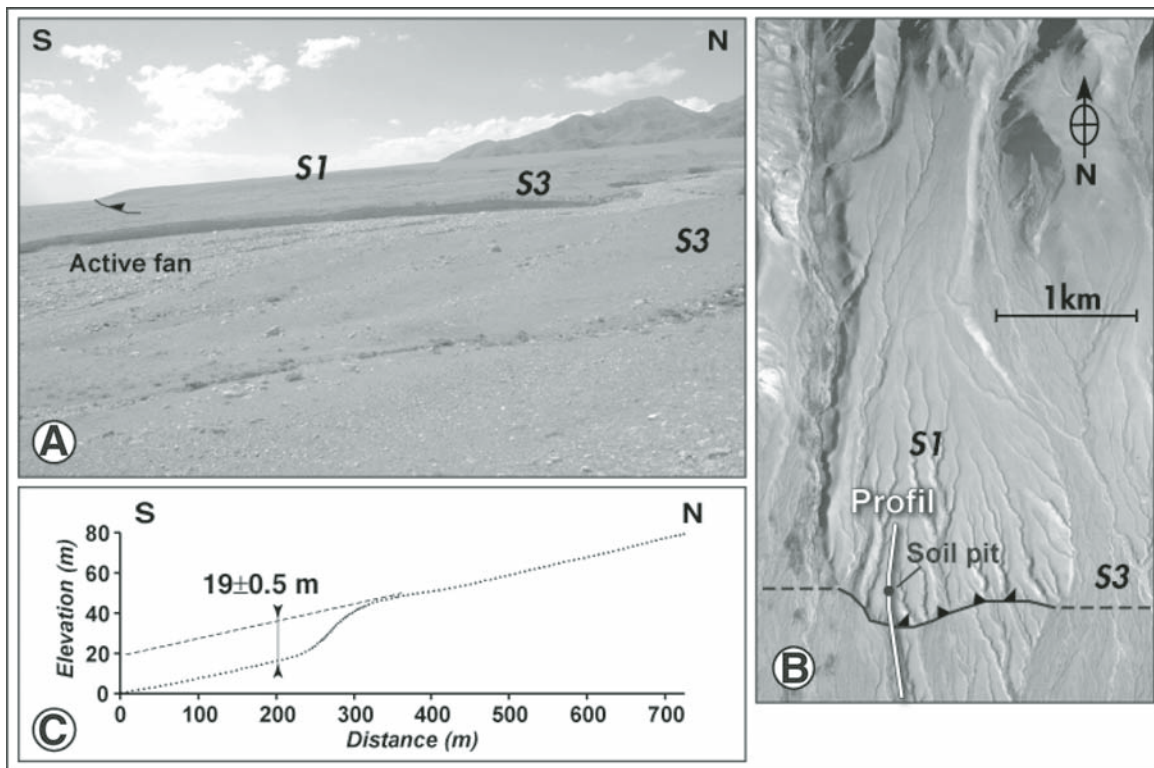


Figure 9. A: Fault scarp along the Southern Baga Bogd thrust fault. B: Corresponding site seen on aerial photograph (see Fig. 1 for location). C: Topographic profile across the fault scarp. Modified after Carretier (2000).

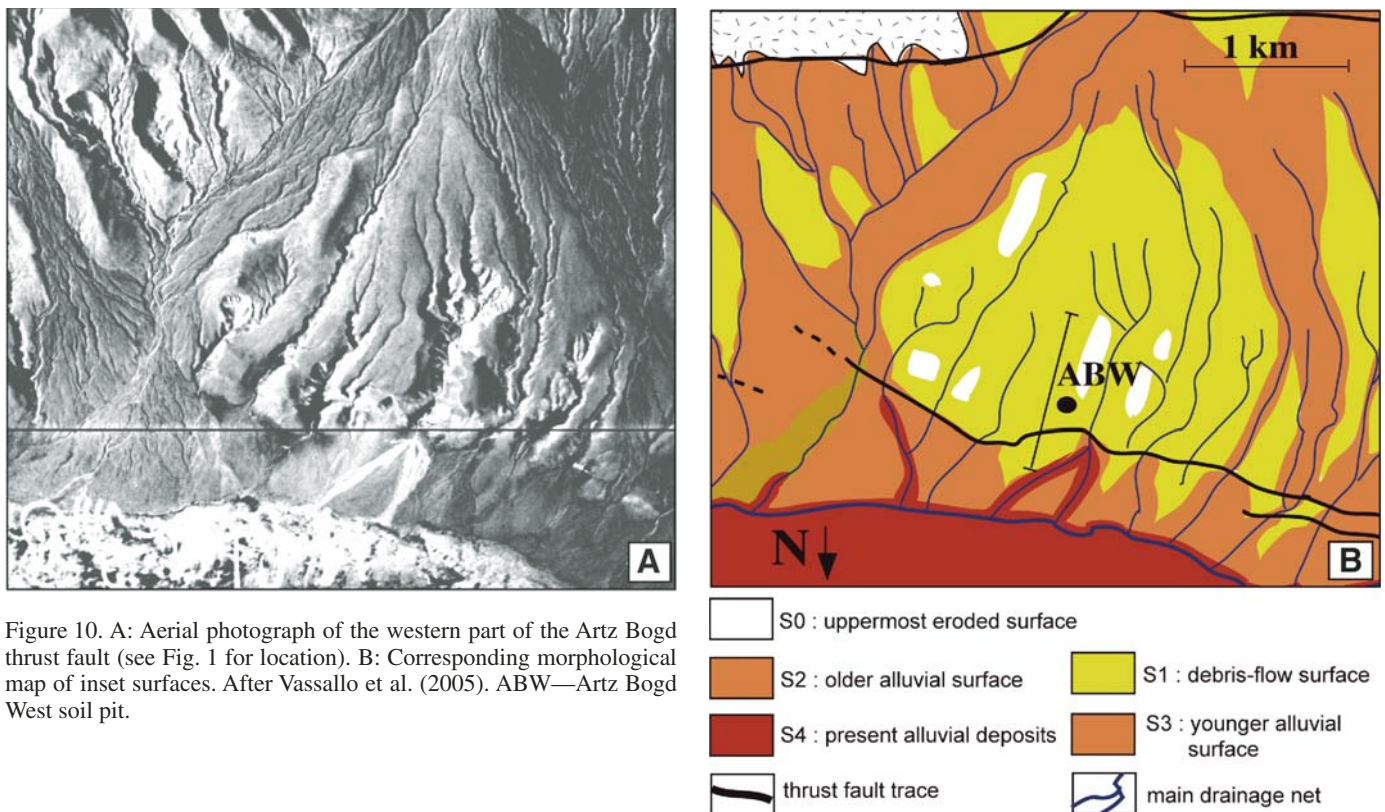


Figure 10. A: Aerial photograph of the western part of the Artz Bogd thrust fault (see Fig. 1 for location). B: Corresponding morphological map of inset surfaces. After Vassallo et al. (2005). ABW—Artz Bogd West soil pit.

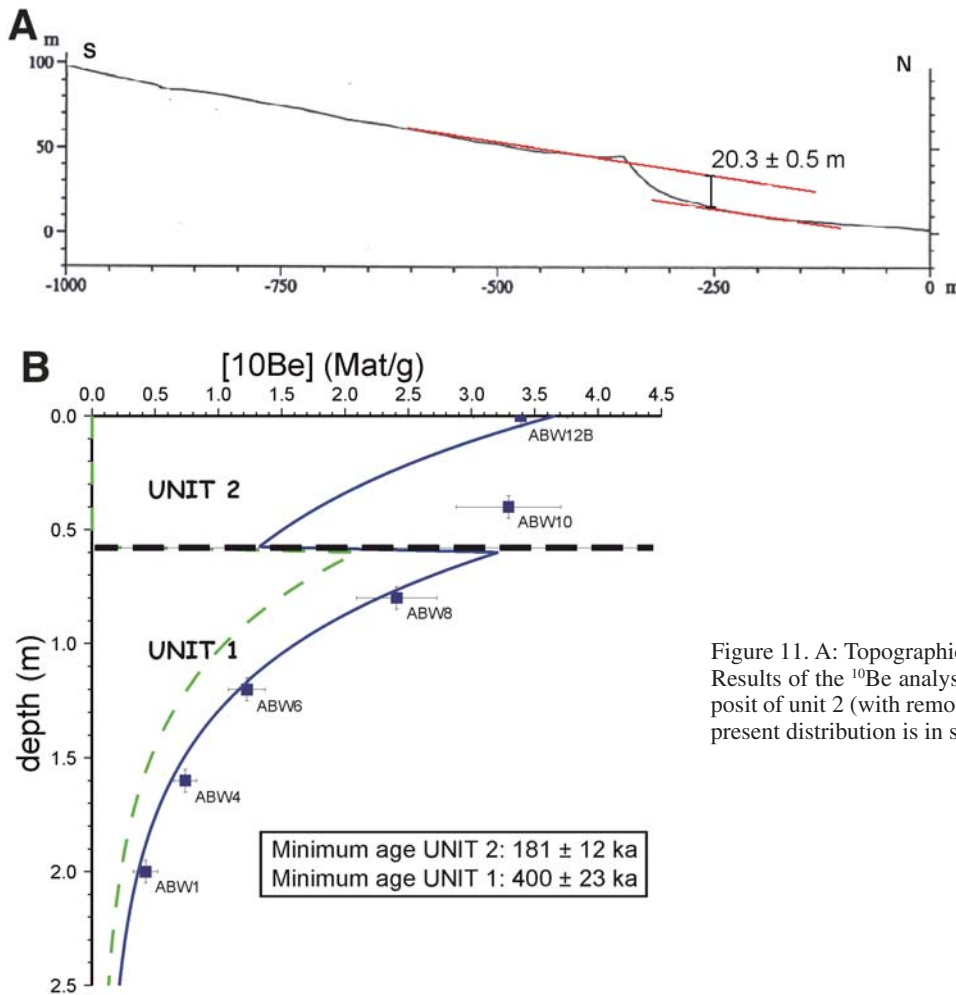


Figure 11. A: Topographic profile across the Artz Bogd fault scarp. B: Results of the ^{10}Be analysis. The ^{10}Be distribution in unit 1 before deposit of unit 2 (with removal of ~ 40 cm of unit 1) is in dashed line, the present distribution is in solid line. After Vassallo et al. (2005).

REEVALUATED ^{10}Be AGES

Profiles

We present results of the chi-square inversion for all the profiles in Figures 12–16 (see Tables 1–4). For the Artz Bogd site, because of the stratigraphic complexity of the deposits, we did not apply the chi-square model to the profile. However, the distribution of ^{10}Be at depth shows that there is little inherited ^{10}Be within the lower deposits (Fig. 11B). Considering no inheritance in the upper layer as well, and assuming no erosion for both units, we calculated minimum ages of 400 ± 23 ka and 181 ± 12 ka for the lower and upper depositional units, respectively.

For all profiles, except S2 in the eastern fan of Gurvan Bulag, the Q value is lower than 0.001. This is due to the scatter of samples with respect to the theoretical models, and also to the analytical uncertainties that vary significantly from one sample to another (see for instance the case of Noyan Uul, Fig. 12).

Models with the assumption of no inheritance indicate that all surfaces, except S2 at Gurvan Bulag, are at steady state. On

the other hand, if we introduce an average inheritance of 0.15 M atoms/g, the models show patterns where the age of the surface is well constrained but the erosion rate for the best fit is zero, which is not realistic. Furthermore, as can be observed from the profiles or the chi-square values, the fits are not improved. Therefore, there are no mathematical reasons to prefer a model with inheritance to a model without inheritance. Nevertheless, for some surfaces (especially S3 in the eastern fan of Gurvan Bulag, the younger one) the value of the average inheritance chosen has a significant influence on the age estimation.

We found a constant optimum erosion rate value of 6 ± 1 m/m.y. for all the old surfaces, other than that at Noyan Uul. At this site, however, the scattering of samples relative to the best-fit model is large. Moreover, samples falling to the right of the best-fit curve (see Fig. 12) have greater uncertainties than other samples, diminishing their importance in the inversion process. If we do not take into account the analytical uncertainty associated with the sample at 1.6 m (lying on the right side of the model and having the largest uncertainty), the inversion leads to a best-fit erosion rate of 6 m/m.y. (Fig. 12).

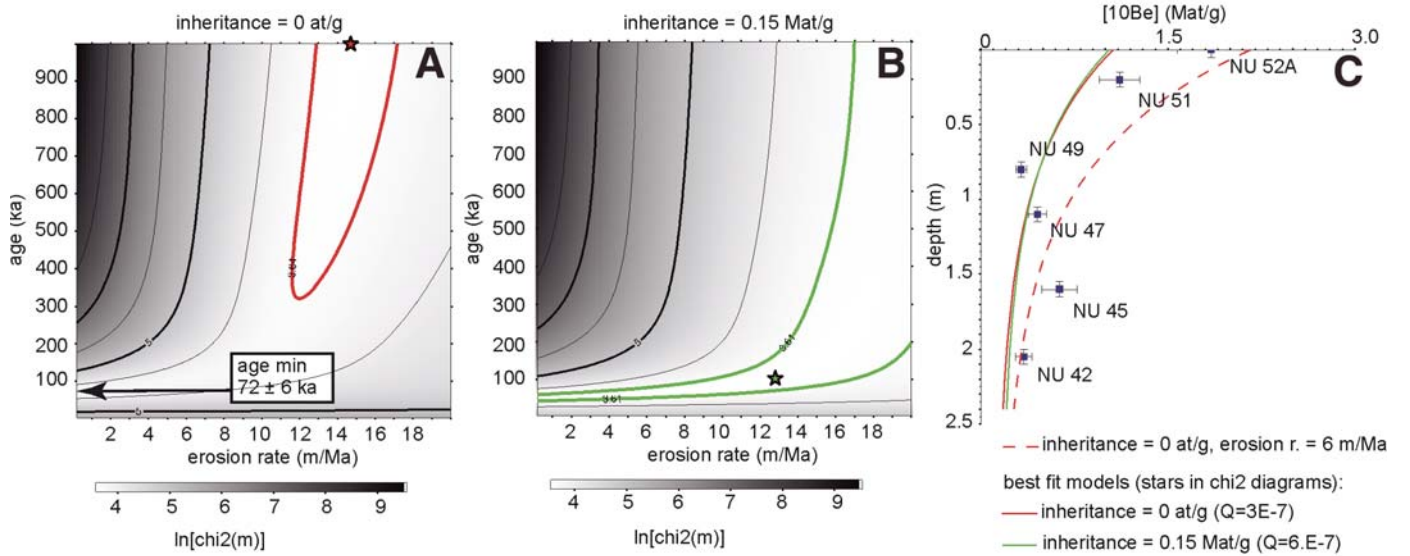


Figure 12. Results of the ^{10}Be analysis on surface S1 in Noyan Uul. A and B: Plots of the results of the chi-square inversion. Stars represent the best-fit solutions, and colored curve defines the associated 1σ uncertainties. The inversion gives a minimum age of 72 ± 6 ka for the model with no inheritance and 50 ± 8 ka for the model with 0.15 M atoms/g of inheritance. C: Plot of the ^{10}Be concentration of the samples along the depth profile and best-fit theoretical models issued from the chi-square inversion.

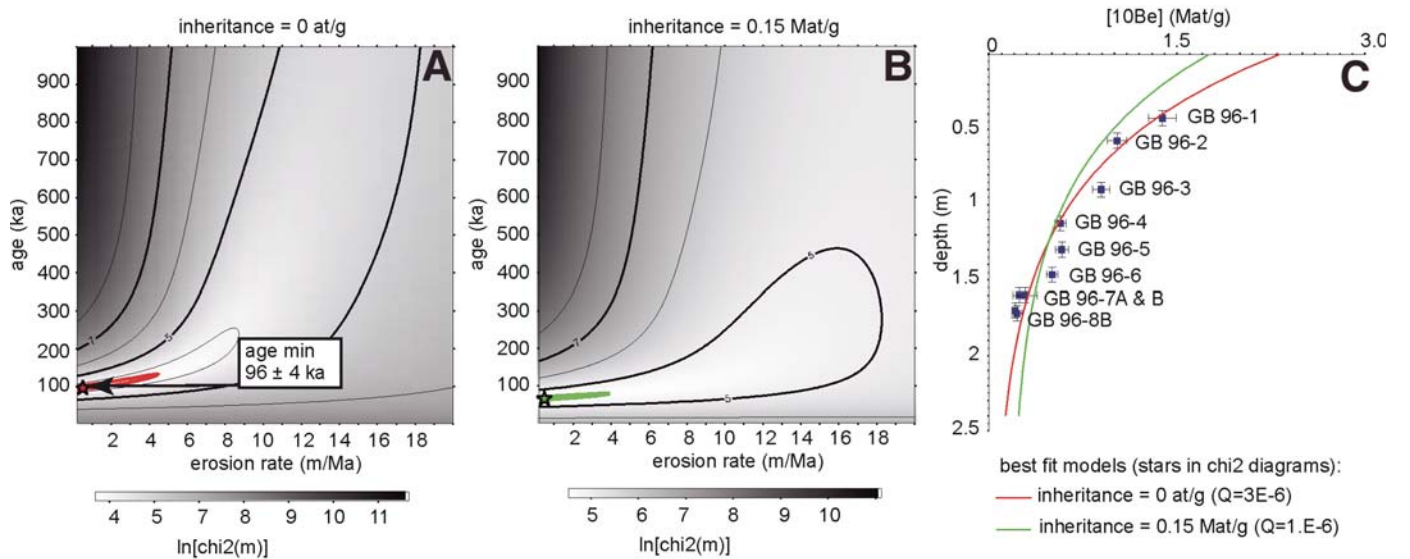


Figure 13. Results of the ^{10}Be analysis on surface S2 in the western fan (central part of the Gurvan Bulag thrust fault). A and B: Plots of the results of the chi-square inversion, giving a minimum age of 96 ± 4 ka for the model with no inheritance and 66 ± 2 ka for the model with 0.15 M atoms/g of inheritance. C: Plot of the ^{10}Be concentration of the samples along the depth profile and best-fit theoretical models issued from the chi-square inversion.

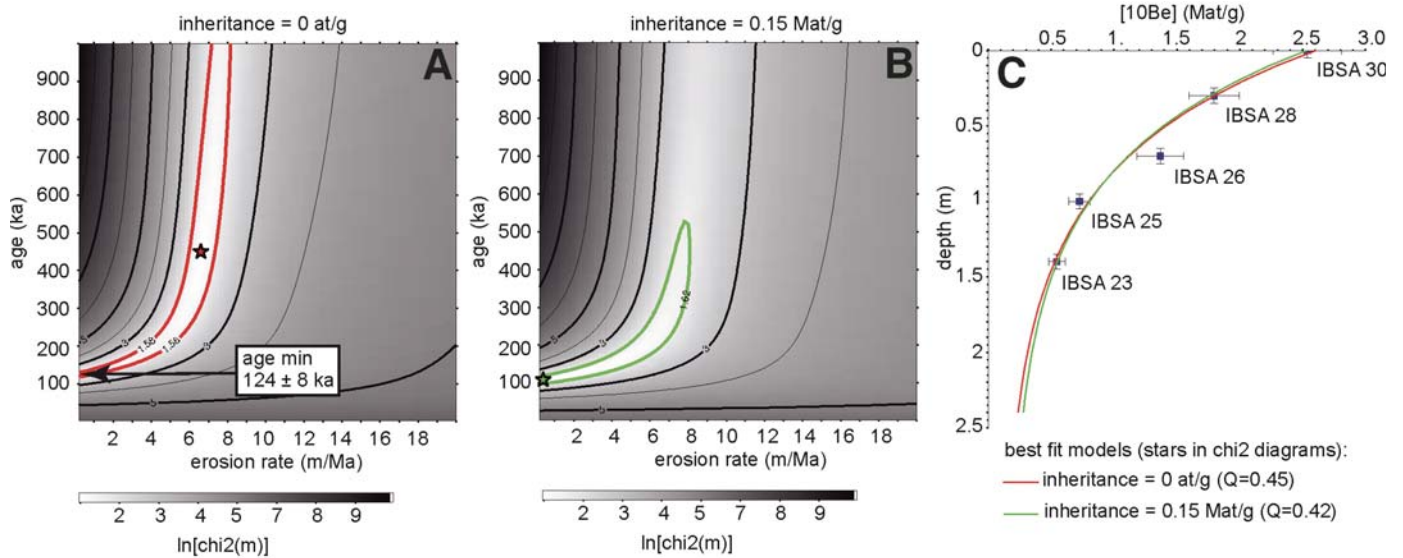


Figure 14. Results of the ^{10}Be analysis on surface S2 in the eastern fan (central part of the Gurvan Bulag thrust fault). A and B: Plots of the results of the chi-square inversion, giving a minimum age of 124 ± 8 ka for the model with no inheritance and 106 ± 6 ka for the model with 0.15 M atoms/g of inheritance. C: Plot of the ^{10}Be concentration of the samples along the depth profile and best-fit theoretical models issued from the chi-square inversion.

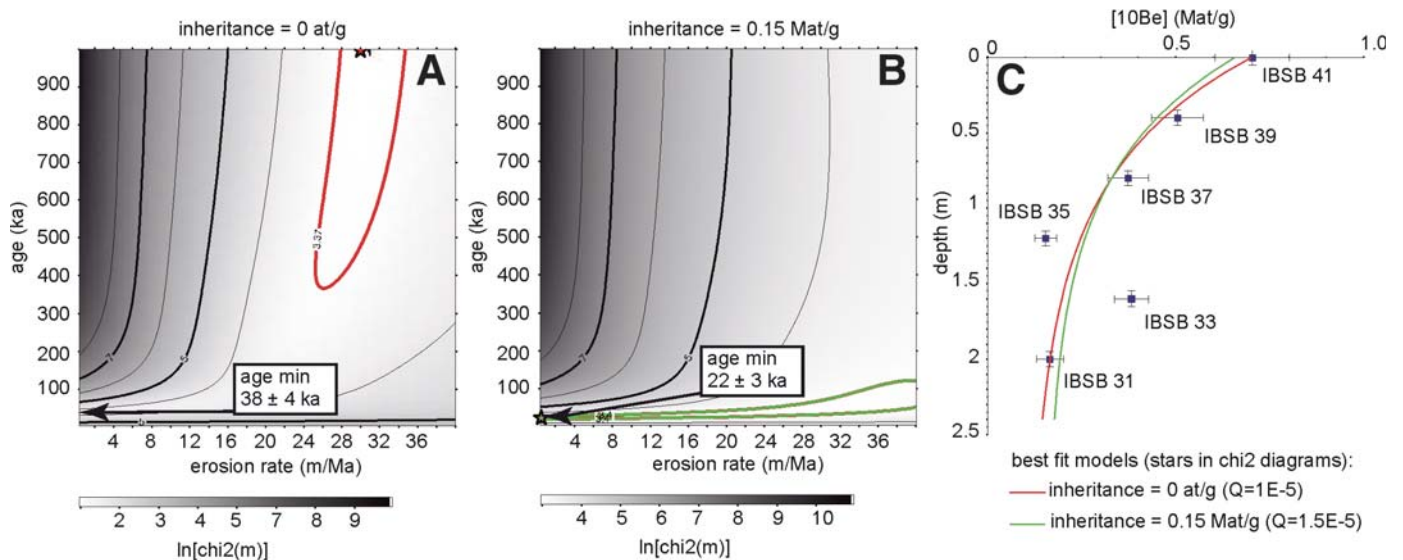


Figure 15. Results of the ^{10}Be analysis on surface S3 in the eastern fan (central part of the Gurvan Bulag thrust fault). A and B: Plots of the results of the chi-square inversion, giving a minimum age of 38 ± 4 ka for the model with no inheritance and 22 ± 3 ka for the model with 0.15 M atoms/g of inheritance. C: Plot of the ^{10}Be concentration of the samples along the depth profile and best-fit theoretical models issued from the chi-square inversion.

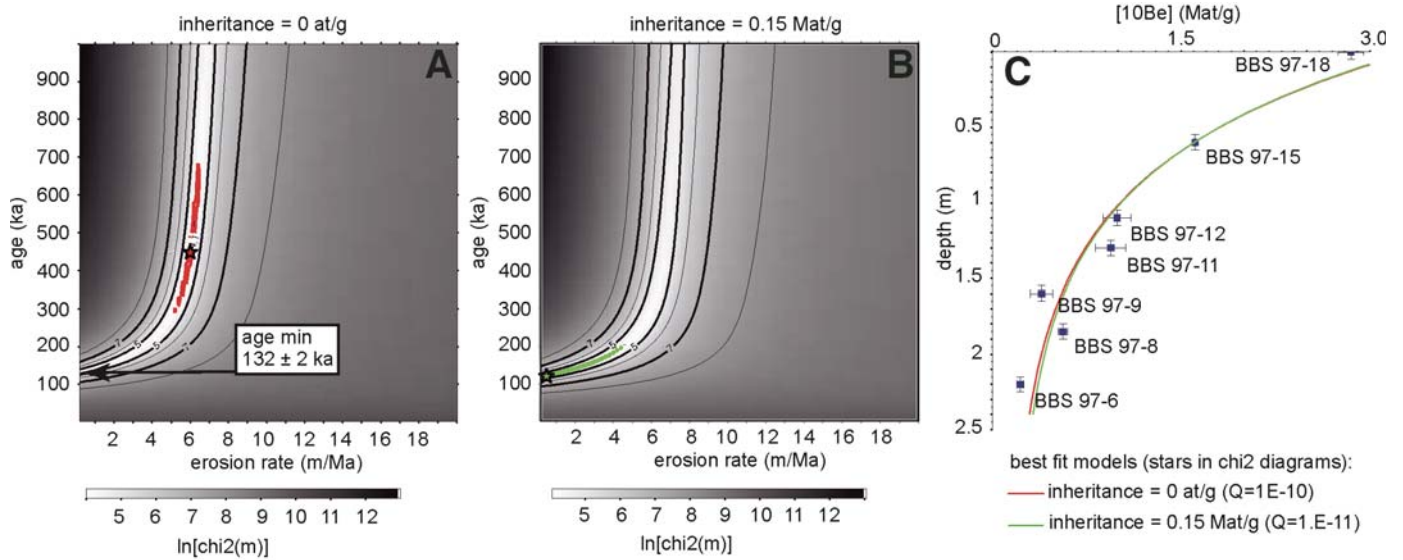


Figure 16. Results of the ^{10}Be analysis on surface S1 at the studied site (Baga Bogd thrust fault). A and B: Plots of the results of the chi-square inversion, giving a minimum age of 132 ± 2 ka for the model with no inheritance and 120 ± 2 ka for the model with 0.15 M atoms/g of inheritance. C: Plot of the ^{10}Be concentration of the samples along the depth profile and best-fit theoretical models issued from the chi-square inversion.

Samples with concentrations approaching steady-state values do not yield exposure ages. Thus, we chose to estimate the ages corresponding to models for no inheritance and no erosion. These ages a priori correspond to minimum ages, although increase of apparent age by inheritance is possible for the young surface S3 at Gurvan Bulag. On the time versus erosion rate diagrams, ages are given by the minimum of the chi-square value on the y-axis (erosion rate = 0). Uncertainties correspond to a confidence interval of 1σ . The minimum ages obtained are 72 ± 6 ka for S1 at Noyan Uul (Fig. 12); 96 ± 4 ka for S2 on the western fan at Gurvan Bulag (Fig. 13), 124 ± 8 ka for S2 (Fig. 14) and 38 ± 4 ka for S3 (Fig. 15) on the eastern fan at the same site; 132 ± 2 ka for S1 at the south of Baga Bogd (Fig. 16).

Surficial Boulders

The reevaluation of surface exposure ages using the ^{10}Be concentrations on surficial boulders (see the penultimate paragraph of the section “Dating Morphotectonic Markers” and Tables 1–3) gives the following results: At Noyan Uul, the reevaluation of the exposure age of the surface S1 gives $61.8^{+14.9}_{-4.7}$ ka. At Gurvan Bulag, within the western fan, exposure ages for surfaces S2, S3, and S4 are $128.7^{+15.1}_{-26.5}$ ka, $14.3^{+12.6}_{-4.1}$ ka, and $4.6^{+5.4}_{-1.8}$ ka, respectively. The age found on S3 was also found in samples collected at a depth ≥ 2 m in a recent debris flow S5 ($15.6^{+3.7}_{-4.0}$ ka) inset in the S4 surface reworking upstream and previously exposed material. At Baga Bogd, the reevaluation of the exposure ages for the surface S3 gives $20.2^{+3.7}_{-3.7}$ ka.

Concluding Remarks on Reevaluated ^{10}Be Ages

For the old fans (surface S1 at Noyan Uul, surface S2 at Gurvan Bulag), minimum ages estimated using surficial boulders or depth profiles (with or without inheritance) are consistent for a given surface. On the other hand, the age of the young surfaces (S3 at Gurvan Bulag and at Baga Bogd) determined using surficial boulders is more consistent with the age given by the modeling of the depth profile of S3 at Gurvan Bulag that takes into account 0.15 M atoms/g of inheritance (Fig. 15B). Because exposure ages calculated from profiles on young surfaces are highly sensitive to inheritance, and considering the larger sample population of surficial boulders, we suggest an age of ca. 20 ka for S3.

RECALCULATION OF SLIP RATES

Taking into account the measured offsets and the reevaluated exposure ages (for all sites, we use ages obtained from the depth profiles except at Gurvan Bulag for surface S3, where we used the weighted mean age obtained from surficial samples collected within the western fan), we calculated fault slip rates (with uncertainties incorporating errors in ages as well as in offsets) during the Late Pleistocene–Holocene within the Gurvan Bogd fault system (Fig. 17).

At Noyan Uul, the left-lateral displacement of 110 ± 10 m and the minimum age of 72 ± 6 ka for surface S1 yield a maximum horizontal slip rate of the Bogd fault of 1.55 ± 0.26 mm/yr during the Late Pleistocene–Holocene.

At Gurvan Bulag, we estimated vertical slip rates over two periods of time, the past ~100–130 k.y. and the past ~20 k.y.,

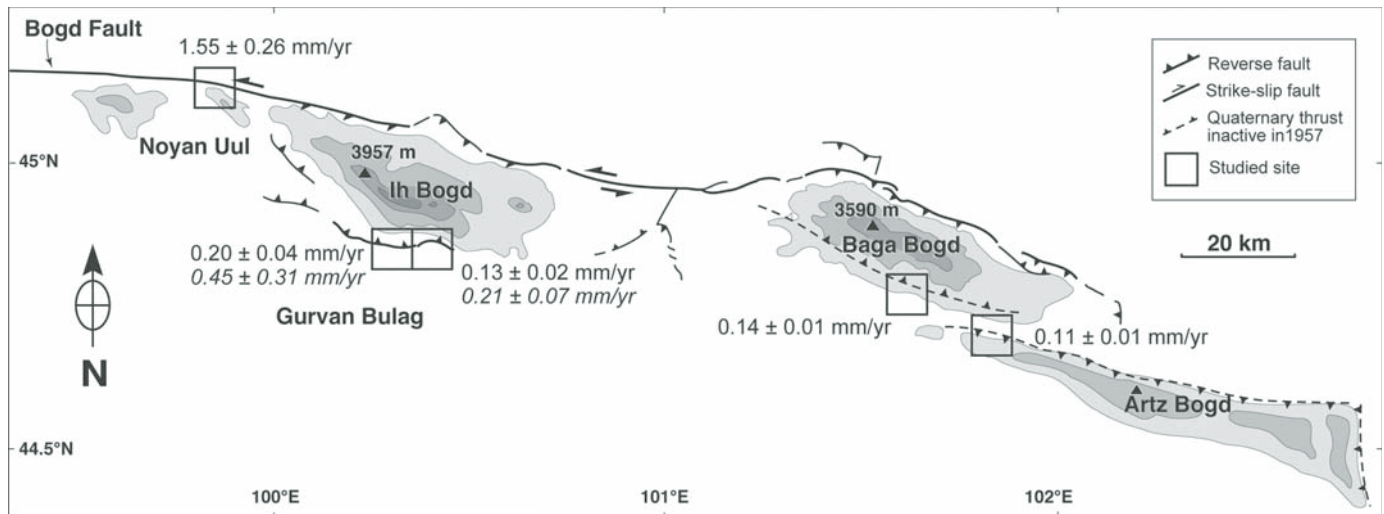


Figure 17. Reestimated maximum fault slip rates within the Gurvan Bogd fault system. All the slip rates are vertical ones, except at Noyan Uul, and calculated for the Late Pleistocene–Holocene. At Gurvan Bulag, the rates in italics are calculated for the past ~15–20 k.y.

from the two main offset surfaces S2 and S3 observed within the two fans. Because it cannot be determined when surfaces formed during the seismic cycle, the Late Pleistocene–Holocene slip rates were bracketed using the mean total offset of surfaces and the mean total offset of surfaces less the mean 1957 offset. On the basis of earlier work (Prentice et al., 2002), we estimated the mean 1957 offset at ~1.5 m within the western fan and ~1 m within the eastern fan. Dividing these bracketed offsets by the surface age yields upper and lower limits on the vertical slip rate. Within the western fan, over the past ~100 k.y., the slip-rate upper and lower limits are 0.21 ± 0.03 mm/yr and 0.19 ± 0.03 mm/yr, respectively. For the past ~20 k.y., the slip-rate upper and lower limits are 0.48 ± 0.28 mm/yr and 0.37 ± 0.23 mm/yr, respectively, considering an offset of 6.5 ± 1.2 m. They increase to 1.18 ± 0.55 mm/yr and 1.08 ± 0.51 mm/yr, respectively, assuming an offset of 17.3 ± 0.4 m. Within the eastern fan, vertical slip-rate upper and lower limits are 0.13 ± 0.01 mm/yr and 0.12 ± 0.01 mm/yr, respectively, for the past ~130 k.y., and 0.23 ± 0.05 mm/yr and 0.19 ± 0.05 mm/yr, respectively, for the past ~20 k.y.

Vertical slip rates estimated on both fans are consistent if we assume that within the western fan, the S3 debris flow was deposited on a preexisting offset morphology: the S2 surface that was already incised by gullies S4. Consequently the age of S4 should be the same as that of S3. This is not inconsistent with ages reported for S4; one of the five S4 samples (MO95-20) yields an age of 15.4 ± 1.5 ka, consistent with the age of the S3 debris flow (Ritz et al., 2003). It may have been deposited on S4 when the debris flow S3 was deposited atop surface S2. Under this scenario the younger exposure ages ($4.6^{+5.4}_{-1.8}$ ka) of the other four S4 samples would represent the results of complex exposure histories, including delivery to the surface by erosion of adjacent slopes.

At South Baga Bogd, the vertical offset of 19.0 ± 0.5 m measured across the scarp and the minimum age of 132 ± 2 ka given

by the model for surface S2 yield a maximum vertical slip rate of 0.14 ± 0.01 mm/yr during the Late Pleistocene–Holocene.

At Artz Bogd, surface incision by the drainage network clearly postdates the vertical displacement (20.3 ± 0.5 m) of the deposits. For a minimum age of the upper deposit of 181 ± 12 ka, this yields a maximum vertical slip rate of 0.11 ± 0.01 mm/yr.

SLIP RATES AND RECURRENCE INTERVALS OF EARTHQUAKES WITHIN THE GURVAN BOGD FAULT SYSTEM

It is possible to compare the 1957 dislocation along the main left-lateral strike-slip Bogd fault with dislocations associated with the penultimate earthquake and earlier events. Our morphotectonic study of two sites demonstrates that features (offset streams or shutter ridges) offset during the 1957 event also show well-preserved pre-1957 offsets corresponding to one or more previous events. Digital elevation models of these sites show dislocations that are multiples of the 1957 dislocation. At Noyan Uul, we measured constant dislocation of 5.25 ± 0.25 m (Fig. 18), and at north of Ih Bogd, where the slip is oblique along the fault, we measured several horizontal components that were all multiples of 3 m (Ritz, 2003). This suggests that the successive dislocations along the Bogd fault have the same magnitude and can be defined as characteristic dislocations (e.g., Schwartz and Coppersmith, 1984; Sieh, 1996). Coupled with knowledge of average slip rate, this allows estimation of the return period. At Noyan Uul, for instance, dividing the characteristic dislocation (~5.25 m) by the maximum slip rate (1.55 ± 0.26 mm/yr) yields a minimum average recurrence interval of 3000–4000 yr.

At Gurvan Bulag, the amount of vertical offset for the 1957 is more difficult to establish (see above) and, a fortiori, we do not have estimates of earlier dislocations, so estimation of recurrence

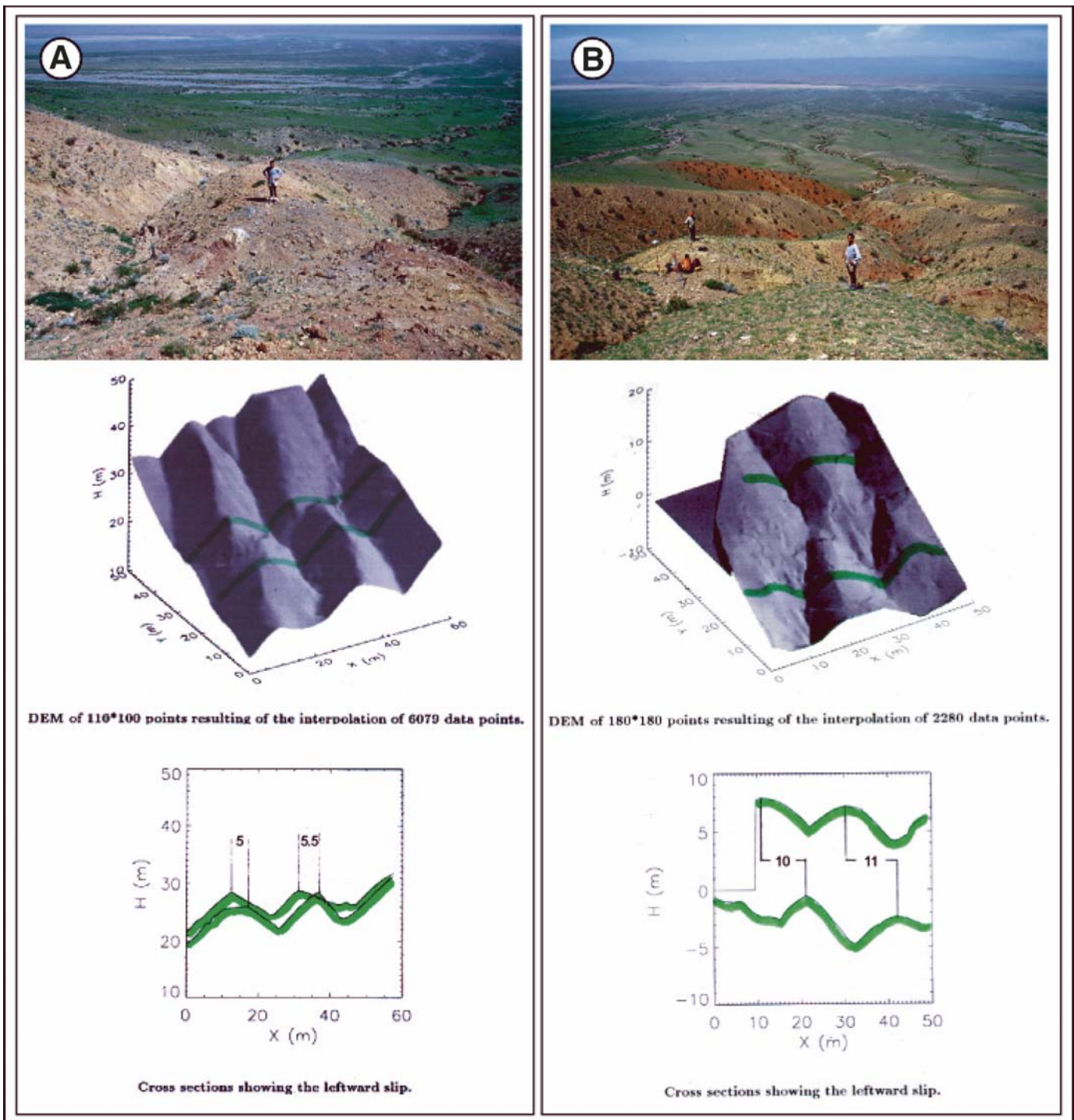


Figure 18. Examples of shutter ridges and streams along the Bogd fault at Noyan Uul with field picture, corresponding digital elevation model, and cross sections. A: 1957 dislocation. B: Dislocation twice the 1957 displacement.

intervals from dating offset markers is problematic. However, paleoseismic investigations (Prentice et al., 2002) indicate an average periodicity of ~3600 yr, similar to that reported for the Bogd fault. This suggests that the two faults may have ruptured simultaneously during earlier events, as they did in 1957, although the paleoseismic data clearly indicate that this was not the case for the penultimate event (Prentice et al., 2002). The hypothesis of a general pattern of simultaneous rupture is also supported by the overall correspondence between the 1957 fault patterns (geometry, kinematics, magnitudes of dislocations) and the topography of the Gurvan Bogd mountain range.

ALLUVIAL SURFACES DEPOSITION AND THEIR EVOLUTION THROUGH TIME IN GOBI-ALTAY: CONSEQUENCES IN TERMS OF SAMPLING STRATEGY

Compilation of morphotectonic studies of the Gurvan Bogd mountain range leads to several conclusions on the history and evolution of alluvial surfaces within the arid climate of Gobi-Altay. ^{10}Be dates suggest the occurrence of episodes of significant aggradation localized in time. Even though the old surface (S1) in Noyan Uul on the northern flank of the Ih Bogd massif appears younger than the two old surfaces in the southern flank (S2 at Gurvan Bulag and S1 at Baga Bogd), it is likely that the three surfaces are associated with the same climatic pulse. Indeed, the morphology on both sides clearly shows that episodes of alluviation are separated by long periods of drought. It is therefore difficult to imagine that the pulses that controlled the alluviation within the Gurvan Bogd massifs were different from one flank to another. Furthermore, Hanks et al. (1997) found another ca. 100 ka alluvial fan along the northern flank of the Ih Bogd massif. Therefore, we believe that the observed differences in the minimum ages are associated with greater postdepositional perturbation of surfaces on the northern flank. Despite the uncertainties inherent in cosmic-ray exposure ages, our results suggest that the two last pulses could have been contemporaneous with global climate changes at the terminations of marine isotope stages (MIS) 2 and 6, and can be interpreted as the effects of major alluvial events due to enhanced stream power reworking the material that accumulated in the slopes or in the drainage network of the upstream basins during drier and colder periods.

Taking into account the exposure ages of the surfaces and their morphologies, our study also enables us to outline the evolution of the geomorphic surfaces and their associated deposits (Fig. 19): Fan surfaces evolve from a bar-and-swale morphology characterized by a high-frequency/low-amplitude topographic signal totally covered by boulder fields (with different sizes of boulders) toward a low-frequency/high-amplitude topographic signal on which the number of standing boulders diminishes gradually. Eventually, the surfaces become flat with no more boulders remaining. This scenario suggests that the erosion rate of the boulders gradually catches up to the rate of removal of

fine-grained material on the surface. In the Gurvan Bogd mountain range, this stage appears to be reached after ~100 k.y.

The foregoing observations allow development of sampling strategy for such context: In all cases, because of the potential of inheritance and of complex postdepositional history—especially when studying stepped markers—it is useful to study the distribution of ^{10}Be concentrations at depth, especially when the surface is young. This allows determination of a minimum surface age corrected for preexposure. To get closer to the true age, this protocol can be combined with a statistical analysis of surface concentrations on top of the remaining boulders—if any—that are well embedded in surfaces.

CONCLUSIONS

This article reviews age estimates of faulted morphological markers along the Gurvan Bogd fault system, and documents climatic and tectonic processes in eastern Gobi-Altay. These results suggest episodes of aggradation occurring at the times of major global climatic changes at ca. 15–20 ka and ca. 100–130 ka, and provide evidence for another much earlier aggradational episode occurring before 400 ka.

Dating alluvial surfaces and calculation of their offsets permitted quantification of slip rates along the fault segments bounding the Gurvan Bogd fault system. The main fault, the Bogd fault, has a maximum horizontal left-lateral slip rate of ~1.5 mm/yr during the Late Pleistocene–Holocene, consistent with the present-day slip rate estimated from GPS measurements (Calais et al., 2003). Segments of reverse faulting along the Gurvan Bogd fault system have vertical slip rates between 0.1 and 0.2 mm/yr during the past ~100–130 k.y. At Gurvan Bulag, the activity of the fault appears to have increased slightly since ca. 15–20 ka. Characteristic dislocations observed along the Bogd fault suggest return periods of earthquakes similar to 1957 between 3000 and 4000 yr. If we extrapolate the Late Pleistocene–Holocene rates to a longer period of time, the uplift of the summit erosional surface of the Ih Bogd massif (the difference in height between the summit surface and the bounding faults being ~2000 m) would have begun between 10 and 20 Ma. When compared with the 0.2–0.3 mm/yr uplift rate of the Ih Bogd massif estimated from dating of strath terraces in the Bitut River (Vassallo et al., 2004), our results suggest that the thrust faults that we studied do not fully account for the uplift of the Gurvan Bogd massif. This is consistent with the suggestion of Bayasgalan et al. (1999a) that other thrust faults also contribute to the uplift.

ACKNOWLEDGMENTS

This paper is a review of several studies in Gobi-Altay since 1992. Seven expeditions involving a total of five months of fieldwork were undertaken in collaboration with the Center of Informatic and Remote Sensing; the Mongolian University of Science and Technology, Ulaanbataar; the Bullard Laboratories, Cambridge, UK; the U.S. Geological Survey, Menlo Park;

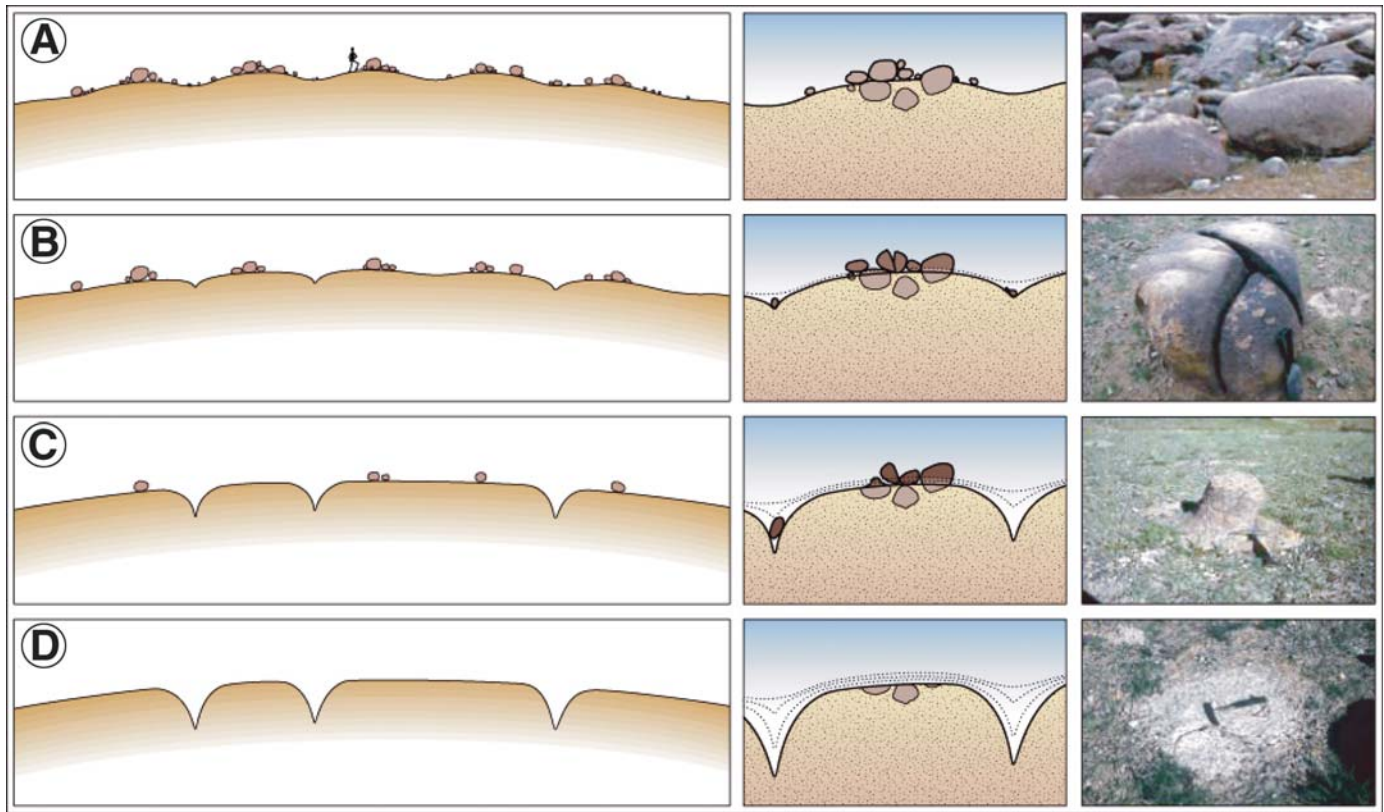


Figure 19. Scenario of the evolution of an alluvial fan surface abandoned after its displacement along a fault. A: “Bar-and-swale” morphology with largest boulders along bars. B: Smoothing of bars by collapse of boulders and diffusion of finer material (boulders are weathered and fissured). C: The surface gets gradually flatter and more incised (few hard-core boulders still stand on the surface). D: The surface is totally flattened with deep incisions (phantoms of boulders are eroded at the same erosion rate as the surface).

and the LLNL, Livermore. We thank again A. Bayasgalan, K. Berryman, E. Calais, J. Deverchères, B. Enhtuvshin, R. Finkel, P. Galsan, M. Ganzorig, T. Hanks, J. Jackson, K. Kendrick, H. Philip, C. Prentiss, G. Raisbeck, A. Schlupp, D. Schwartz, M. Todbileg, and F. Yiou for fruitful discussions. Many thanks to Anne Delplanque for the drawings. We acknowledge L. Siame and an anonymous referee for their reviews that helped us to improve the original manuscript.

REFERENCES CITED

- Anderson, R.S., Repka, J.L., and Dick, G.S., 1996, Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al : *Geology*, v. 24, p. 47–51, doi: 10.1130/0091-7613(1996)024<0047:ETOIID>2.3.CO;2.
- Baljinnyam, I., Bayasgalan, A., Borisov, B.A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M.G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V.M., Kurushin, R.A., Molnar, P., Philip, H., and Vashchilov, Yu.Ya., 1993, Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings: *Geological Society of America Memoir* 181, 62 p.
- Bayasgalan, A., 1999, Active tectonics of Mongolia [Ph.D. thesis]: Cambridge, UK, University of Cambridge, 182 p.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.-F., and Carretier, S., 1999a, Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance: *Tectonics*, v. 18, p. 394–411, doi: 10.1029/1999TC900007.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.-F., and Carretier, S., 1999b, “Forebergs”, flowers structures, and the development of large intra-continental strike-slip fault: The Gurvan Bogd fault system in Mongolia: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1285–1302, doi: 10.1016/S0191-8141(99)00064-4.
- Bierman, P.R., 1994, Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 13,885–13,896, doi: 10.1029/94JB00459.
- Bierman, P.R., Gillespie, A.R., and Caffee, M.W., 1995, Cosmogenic ages for earthquakes recurrence intervals and debris flow fan deposition, Owen valley, California: *Science*, v. 270, p. 447–450.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L., and Colin, F., 2003, In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: Implications for production rates by fast muons: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 211, p. 251–258, doi: 10.1016/S0012-821X(03)00205-X.
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., and Brook, E.J., 1991, Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be et ^{26}Al : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2269–2283, doi: 10.1016/0016-7037(91)90103-C.
- Brown, E.T., Brook, E.J., Raisbeck, G.M., Yiou, F., and Kurz, M.D., 1992, Effective attenuation lengths of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: Implication for exposure age dating: *Geophysical Research Letters*, v. 19, no. 4, p. 369–372.
- Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., Raisbeck, G.M., Yiou, F., and Desgarceaux, S., 1995, Evidence for muon-induced in situ production of ^{10}Be in near-surface rocks from the Congo: *Geophysical Research Letters*, v. 22, p. 703–706, doi: 10.1029/95GL00167.
- Brown, E.T., Bendick, R., Bourlès, D.L., Gaur, V., Molnar, P., Raisbeck, G.M., and Yiou, F., 2002, Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and

- moraines: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, no. B9, p. 2192, doi: 10.1029/2000JB000100.
- Bucknam, R.C., and Anderson, R.E., 1979, Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height-slope-angle relationship: *Geology*, v. 7, p. 11–14, doi: 10.1130/0091-7613(1979)7<11:EOFAFA>2.0.CO;2.
- Burbank, D.W., and Anderson, R.S., 2001, *Tectonic geomorphology*: Malden, USA, Blackwell Science, 274 p.
- Calais, E., Vergnolle, M., Sankov, V., Lukhnev, A., Miroshnitchenko, A., Amarjargal, S., and Dervèrchère, J., 2003, GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): Implications on current kinematics of Asia: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, no. B10, p. 2501, doi: 10.1029/2002JB002373.
- Carretier, S., 2000, Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie): Approche de la géomorphologie quantitative [Ph.D. thesis]: Université de Montpellier 2, 324 p.
- Carretier, S., Lucazeau, F., and Ritz, J.-F., 1998, Approche numérique des interactions entre climat, faille active et érosion: *Compte Rendus Académie Sciences Paris*, v. 326, p. 391–397.
- Carretier, S., Ritz, J.F., Jackson, J., and Bayasgalan, A., 2002, Morphological dating of cumulative reverse fault scarp: Examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia: *Geophysical Journal International*, v. 148, p. 256–277, doi: 10.1046/j.1365-246X.2002.01599.x.
- Cunningham, D.W., 1998, Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai: *Tectonics*, v. 17, p. 891–902, doi: 10.1029/1998TC900001.
- Cunningham, D.W., Windley, B.F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, G., and Saandar, M., 1996, A structural transect across the Mongolian western Altai: Active transpressional mountain building in central Asia: *Tectonics*, v. 15, p. 142–156, doi: 10.1029/95TC02354.
- Cunningham, D.W., Windley, B.F., Owen, L.A., Barry, T., Dorjnamjaa, D., and Badamgarav, J., 1997, Geometry and style of partitioned deformation within a late Cenozoic transpressional zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia: *Tectonophysics*, v. 277, p. 285–306, doi: 10.1016/S0040-1951(97)00034-6.
- Davis, J.C., Proctor, I.D., Southon, J.R., Caffee, M.W., Heikkinen, D.W., Roberts, M.L., Moore, T.L., Turtletaub, K.W., Nelson, D.E., Loyd, D.H., and Vogel, J.S., 1990, Lawrence Livermore National Laboratory–University of California Center for Accelerator Mass Spectrometry facility and research program: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B52, p. 269–272.
- Florensov, N.A., and Solonenko, V.P., editors, 1965, *The Gobi-Altay earthquake*: Washington, D.C., U.S. Department of Commerce, 424 p.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A., and Finkel, R.C., 1999, Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: Application to the Wind River, Wyoming: *Geomorphology*, v. 27, p. 41–60, doi: 10.1016/S0169-555X(98)00089-0.
- Hanks, T., Ritz, J.-F., Kendrick, K., Finkel, R.C., and Garvin, C.D., 1997, Uplift rates in a continental interior: Faulting offsets of a ~100 ka abandoned fan along the Bogd fault, southern Mongolia: *Proceedings of the Penrose Conference on the Tectonics of Continental Interiors*, 23–28 September 1997, Cedar City, Utah.
- Hanks, T.C., Bucknam, R.C., Lajoie, K.R., and Wallace, R.E., 1984, Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5771–5790.
- Klein, J., Giegengack, R., Middleton, R., Sharma, P., Underwood, J.R., and Weeks, R.A., 1986, Revealing histories of exposure using in situ produced ^{26}Al and ^{10}Be in Libyan Desert Glass: *Radiocarbon*, v. 28, no. 2A, p. 547–555.
- Kurushin, R.A., Bayasgalan, A., Ölziybat, M., Enkhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, C., Hudnut, K.W., and Lin, J., 1997, The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake: *Geological Society of America Special Paper* 320, 143 p.
- Meriaux, A.S., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Van der Woerd, J., Finkel, R.C., Xiwei Xu, Zhiqin Xu, and Caffee, M.W., 2004, Rapid slip along the central Altyn Tagh fault: Morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B06401, doi: 10.1029/2003JB002556.
- Meriaux, A.S., Tapponnier, P., Ryerson, F.J., Xu Xiwei, King, G., Van der Woerd, J., Finkel, R.C., Li Haibing, Caffee, M.W., Xu Zhiqin, and Chen Wenbin, 2005, The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate: *Journal of Geophysical Research*, v. 110, B04404, doi: 10.1029/2004JB003210.
- Molnar, P., and Tapponnier, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: *Science*, v. 189, p. 419–426.
- Molnar, P., and D. Qidong, 1984, Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Central and eastern Asia: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 6203–6227.
- Nishiizumi, K., Lal, D., Klein, J., Middleton, R., and Arnold, J.R., 1986, Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates: *Nature*, v. 319, p. 134–135, doi: 10.1038/319134a0.
- Owen, L.A., Cunningham, D.W., Richards, B.W., Rhodes, E., Windley, B.F., Dorjnamjaa, D., and Badamgarav, J., 1999, Timing of formation of forebergs in the northeastern Gobi-Altai, Mongolia: Implications for mountain uplift rates and earthquake recurrence intervals: *Geological Society [London] Journal*, v. 156, p. 457–464.
- Prentice, C., Kendrick, K., Berryman, K., Bayasgalan, A., Ritz, J.F., and Spencer, J.Q., 2002, Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altai, Mongolia: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 2321, doi: 10.1029/2001JB000803.
- Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T., and Flannery, B.P., 1996, *Numerical recipes in Fortran 90—The art of parallel scientific computing*: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 1356 p.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourlès, D.L., Lestringuez, J., and Deboffe, D., 1987, Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a Tandem AMS facility: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, v. 29, p. 22–26, doi: 10.1016/0168-583X(87)90196-0.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourlès, D.L., Brown, E.T., Deboffe, D., Jouhannau, P., Lestringuez, J., and Zhou, Z.Q., 1994, The AMS facility at Gif-sur-Yvette: Progress, perturbations and projects: *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, v. 92, p. 43–46, doi: 10.1016/0168-583X(94)95972-2.
- Repka, J.L., Anderson, R.S., and Finkel, R.C., 1997, Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 152, no. 1–4, p. 59–73.
- Ritz, J.F., 2003, *Analyse de la tectonique active en domaine continental: Approche morphotectonique et paléosismologique* [HDR thesis]: Université de Montpellier 2, V1, 72 p.
- Ritz, J.F., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F., and Enkhtuvshin, B., 1995, Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia: *Geology*, v. 23, p. 1019–1022, doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<1019:SRAAFE>2.3.CO;2.
- Ritz, J.F., Bourlès, D., Brown, E.T., Carretier, S., Chery, J., Enkhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R.C., Hanks, T.C., Kendrick, K.J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D.P., and Yiou, F., 2003, Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, no. B3, p. 2162, doi: 10.1029/2001JB000553.
- Schlupp, A., 1996, *Néotectonique de la Mongolie Occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires* [Ph.D. thesis]: Strasbourg, University Louis Pasteur, 172 p.
- Schwartz, D., and Coppersmith, K., 1984, Fault behavior and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas faults: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 5681–5698.
- Siame, L., Braucher, R., and Bourlès, D., 2000, Les nucléides cosmogéniques produits in situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 171, p. 383–396, doi: 10.2113/171.4.383.
- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Bourlès, D., Hamelin, B., Baroux, E., de Voogd, B., Raisbeck, G., and Yiou, F., 2004, Local erosion rates versus active tectonics: Cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 7010, p. 1–21.
- Sieh, K., 1996, The repetition of large-earthquake ruptures: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 93, p. 3764–3771, doi: 10.1073/pnas.93.9.3764.
- Stone, J.O., 2000, Air pressure and cosmogenic isotope production: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, no. B10, p. 23,753–13,759, doi: 10.1029/2000JB900181.
- Tapponnier, P., and Molnar, P., 1979, Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolian and Baykal regions: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 3425–3459.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Finkel, R., Meriaux, A.S., Caffee, M.W., Guoguang, Z., and Qunlu, H., 1998, Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan

- segment of the Kunlun fault (Qinghai, China): *Geology*, v. 26, p. 695–698, doi: 10.1130/0091-7613(1998)026<0695:HLSRDB>2.3.CO;2.
- Van der Woerd, J., Tapponnier, P., Ryerson, F.J., Meriaux, A.S., Meyer, B., Gaudemer, Y., Finkel, R., Caffee, M.W., Zhao, G.G., and Xu, Z.Q., 2002, Uniform postglacial slip rate along the central 600 km of the Kunlun fault (Tibet), from Al-26, Be-10, and C-14 dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology: *Geophysical Journal International*, v. 148, p. 356–388, doi: 10.1046/j.1365-246x.2002.01556.x.
- Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., Jolivet, M., Larroque, C., Sue, C., Todbi-
leg, M., Javhara, D., and Bourlès, D.L., 2004, Timing and uplift rates in
Cenozoic transpressional mountain ranges within the Mongolia-Siberia
region, RST Strasbourg, September 2004, Abstract RSTGV-A-00210.
- Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., and Carretier, S., 2005, Dating faulted
alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain (Gobi-
Altay, Mongolia): Climatic and tectonic implications: *Terra Nova*, v. 17,
p. 278–285, doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00612.x.

MANUSCRIPT ACCEPTED BY THE SOCIETY 11 APRIL 2006

3.2 Détermination de l'âge du début de la surrection des massifs de Gurvan Bogd par analyse traces de fission sur apatite

Si l'on considère que les failles bordières des massifs de Gurvan Bogd prennent en compte la totalité de la déformation, l'extrapolation des vitesses de glissement verticales pléistocènes-holocènes à l'échelle de temps de la formation du massif place le début de la surrection entre 10 et 20 Ma. Ces vitesses peuvent toutefois varier sur des échelles de temps plus longues et la seule analyse de l'activité des failles bordières ne peut pas décrire la complexité du processus tectonique dans son ensemble. D'ailleurs, la préservation des plateaux sommitaux d'Ih Bogd et de Baga Bogd, laisse penser à un âge d'un ordre de grandeur inférieur pour ces massifs (Florensov et Solonenko, 1965) (Figure I.4A). Cependant, sans des contraintes plus précises sur l'intensité des processus érosifs sur le long terme, toute estimation de l'âge morphologique de ces massifs est purement spéculative.

Nous avons donc choisi d'appliquer la méthode thermochronologique des traces de fission sur apatite pour reconstruire l'histoire thermique du socle de ces massifs et déterminer ainsi le début de la phase tectonique transpressive en cours. Cette étude nous a permis de déterminer les phases de refroidissement principales qui ont affecté les premiers kilomètres de la croûte de la région de Gurvan Bogd du Mésozoïque au Cénozoïque Terminal. Cette région a d'abord subi une phase d'exhumation au Jurassique Inférieur de plus de 2 km, probablement associée à une tectonique en transtension qui semble caractériser de vastes zones de l'Asie Centrale à cette époque, suite à l'effondrement de la chaîne des Altaïds (Zonenshain et al., 1990 ; Traynor and Sladen, 1995 ; Delvaux et al., 1995 ; Van der Beek et al., 1996 ; Cunningham et al., 1996 ; Halim et al., 1998 ; Webb et al., 1999 ; Zorin, 1999 ; Johnson et al., 2001 ; Graham et al., 2001 ; Howard et al., 2003). Cet événement a été suivi par une très

longue période sans mouvements verticaux majeurs jusqu'à la création des massifs actuels. La pénéplanation du relief créé par la tectonique jurassique a ainsi produit une vaste surface d'érosion qui, comme on le verra dans les chapitres suivants, va s'étendre au moins jusqu'au Nord-Ouest de la Mongolie. Cette surface d'érosion correspond au plateau sommital d'Ih Bogd, et probablement aussi aux restes de l'ancien plateau sommital de Baga Bogd. Au niveau du massif d'Ih Bogd, la surface mésozoïque a été soulevée de plus de 2000 m par rapport au piedmont par la tectonique cénozoïque, en subissant une dénudation très faible. Le début de la surrection de ces massifs est contraint par la modélisation statistique des histoires de refroidissement des échantillons situés à la base des profils des massifs d'Ih Bogd et Baga Bogd qui ont subi l'exhumation la plus importante (par la tectonique et par l'incision des massifs). Les trois échantillons qui ont enregistré cet événement sont caractérisés par des chemins thermiques statistiques très similaires indiquant que la surrection a commencé entre 8 et 2 Ma. La chaîne du Gobi-Altay apparaît donc plus récente que les grandes chaînes d'Asie Centrale situées plus au sud, ce qui confirme l'idée d'une propagation en séquence vers le nord de la déformation transpressive depuis le front himalayen jusqu'au craton sibérien.

La détermination du début de l'âge de la surrection et la quantification du mouvement vertical cénozoïque ont permis d'estimer le taux de surrection long terme de ces massifs entre 0,25 et 1 mm/an. Ce taux est légèrement plus élevé que les vitesses de glissement verticales déterminées sur les failles bordières. Cela suggère que les failles inverses observées à l'intérieur du massif pourraient contribuer à accommoder une partie de la déformation et qu'elles ne sont donc pas complètement abandonnées lors de la migration de l'activité sur des failles plus externes. En conséquence, le taux de surrection des parties les plus internes des massifs (où la surrection est maximale) serait déterminé par la somme des vitesses verticales des différentes failles actives.

3.2.1 Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis

(en révision pour EPSL)

R. Vassallo (1), M. Jolivet (1), J-F. Ritz (1), R. Braucher (2), C. Larroque (3), C. Sue (4), M. Todbileg (5), D. Javkhlanbold(5)

¹Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, CNRS-UMII UMR 5573, Université Montpellier II, Montpellier, France

²CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, Aix-en-Provence, France

³Géosciences Azur, Sophia- Antipolis, Valbonne, France

⁴Département de Géologie, Université de Neuchatel, Suisse

⁵Mongolian University of Science and Technology, Ulaan Baatar, Mongolia

Abstract

The dating of the uplift onset of the Mongolian mountain ranges, the northernmost relief associated with the India-Eurasia convergence, is a fundamental issue to better understand the mechanisms of propagation of the Cenozoic transpressive deformation in Central Asia. Using apatite fission tracks we determined the timing and strain rates of the tectonics affecting the Gurvan Bogd system, in the Gobi-Altay, since the Middle Mesozoic to the Late Cenozoic. The region was firstly affected by a Lower-Middle Jurassic tectonic phase, characterized by a vertical crustal movement larger than 2 km. Then followed a protracted period without major crustal vertical movements until the last uplift phase. The peneplanation of the Jurassic relief produced an erosional surface that has undergone negligible denudation or sedimentation for more than 100 Myrs. This same surface corresponds to the present summit plateaux of the massifs, standing about 2000 m above the surrounding region, which

corresponds to the vertical movement produced by the ongoing uplift. Modelling of fission track data from the massifs of Ih Bogd and Baga Bogd shows that this uplift phase probably started at 5 ± 3 Ma. The Gobi-Altay mountain range appears therefore as one of the youngest mountain ranges in Central Asia, which is consistent with the idea of a northward propagation of the transpressional deformation from the Himalayan front to the Siberian craton. The Cenozoic uplift rate of the massifs is estimated to be between 0.25 and 1 mm/yr, which is slightly higher than the Upper Pleistocene vertical slip rates of the bordering faults. This suggests that thrust faults observed within the massifs would increase the uplift rate inside the massifs compared to the uplift rate determined at their boundaries.

1. Introduction

The Asian continent has been undergoing widespread tectonic deformation since India-Eurasia collision began at the Paleocene-Eocene [1-3]. A transpressive regime from the Himalayan front up to the Siberian craton involves a lithospheric NNW-SSE shortening over a 3000-km-wide area [4] (Figure 1A). Within this region, the deformation of the upper crust results in the building of linear mountain ranges controlled by the activity of large strike-slip faults associated with smaller oblique or reverse faults.

The age of the onset of the transpressive deformation in Central Asia between the Kunlun range and Lake Baikal (Figure 1A) is still poorly constrained. In the southern part of this region, several studies based on stratigraphy, sediment mass balances, thermochronology and magnetostratigraphy have allowed dating and quantification of the uplift of these mountain ranges. The first phase of the intra-continental deformation started in north Tibet, with the onset of the uplift of the Kunlun Shan and Qilian Shan mountain ranges, in Eocene-Oligocene times [5,6]. The mountain building process then moved northward to the Tien Shan, where the first main uplift episode probably occurred during the Middle Miocene [7-

11]. This transpressive regime would have reached the northernmost part of Central Asia, the Baikal rift system, very recently. Several evidences of fault kinematics inversions in the Tunka basin suggest that this area has been undergoing transpression since Middle Pleistocene times [12-13]. These data would support the idea that the crustal deformation propagates, at the geological time scale, from the Himalayan collision front to the still underformed Siberian craton.

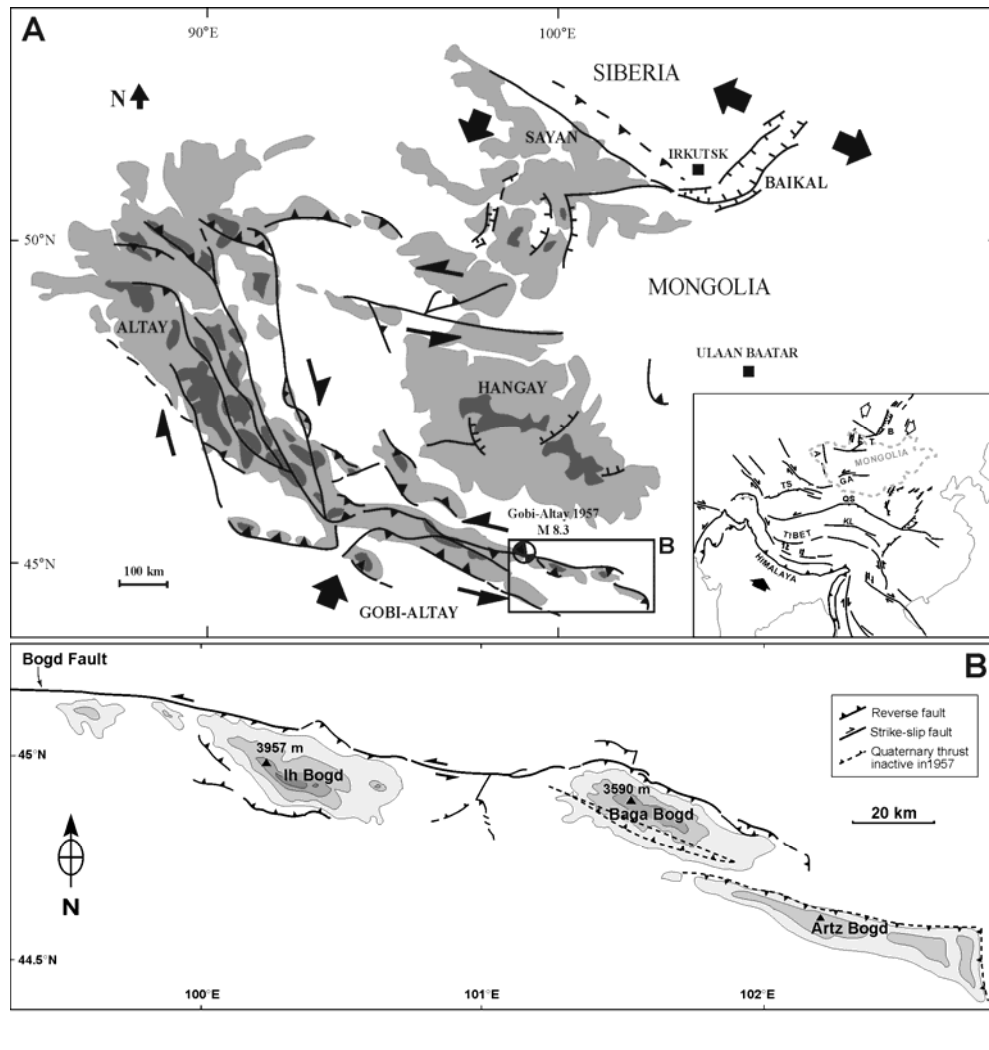


Figure 1: (A) Simplified map of the main mountain ranges and associated active faults in Mongolia, modified after Vassallo et al. [17]. In the small frame (modified after Ritz et al. [16]), sketch of the main Quaternary faults and mountain ranges in Central Asia. Symbols: B-Baikal, T-Tunka, A-Altay, GA-Gobi-Altay, TS-Tien Shan, QS-Qilian Shan, KL-Kun Lun. (B) Close-up of the Gurvan Bogd system in the Gobi-Altay mountain range.

However, between the Tien Shan and the Tunka area, the age of uplift of the Altay and the Gobi-Altay in Western Mongolia (Figure 1A) is still poorly known. The lack of well-dated Cenozoic deposits affected by the last deformation within these ranges does not allow a precise stratigraphic analysis. The dating of the massifs uplift is mainly based on their morphologic characteristics. Massifs are characterized by perched remnant erosional surfaces such as flat summit plateaux culminating at ~4000 m or uplifted piedmonts on the mountain flanks. Because of the preservation of such morphologic features from erosion, authors like Florensov and Solonenko [14] and Baljinnyam et al. [15] proposed that these uplifted massifs should be no more than 1 or 2 Ma in age. Nevertheless, without a better quantification of the erosional processes, this age cannot be constrained and could also be much higher, up to one order of magnitude greater, like proposed by Ritz et al. [16] from a morphotectonic study on the Ih Bogd massif (Gobi-Altay, Figures 1B and 2A). Assuming that the bordering faults absorb the totality of the shortening, Ritz et al. [16] extrapolated the vertical slip rates found for the Holocene – Upper Pleistocene to the geological time-scale and estimated that to create the present relief of ~2000 m the massif uplift should have started between 2 and 18 Ma. Recently, Vassallo et al. [17] and Ritz et al. [18] showed that the higher limit for the vertical fault slip rate is actually ~5 times smaller than previously thought, leading to a minimum age of 10 Ma for this massif.

To better constrain the age of the onset of uplift in the Gobi-Altay region, we used apatite fission track analysis, which allows dating the cooling events affecting the first few kilometers of the crust. The Mongolian ranges are associated with transpressional mountain building processes with massifs up to 3000 to 4000 m high located within restraining bends along large strike-slip faults [19,20]. These massifs rise between 1500 m and 2000 m above their immediate piedmonts. The Gurvan Bogd system presents strong relief. More importantly, deep river incision allows sampling large vertical profiles in the core of the

massifs. Gurvan Bogd thus represents one of the most suitable sites to look for the Cenozoic uplift event.

Moreover, the quaternary vertical slip rates along the faults bordering the massifs are well constrained by several morphotectonic studies based on ^{10}Be dating of faulted alluvial fans [16,17,18,21,22]. This will allow us to compare the long-term general uplift of the massifs with the brittle deformation accommodated by the active faults on a smaller time-scale.

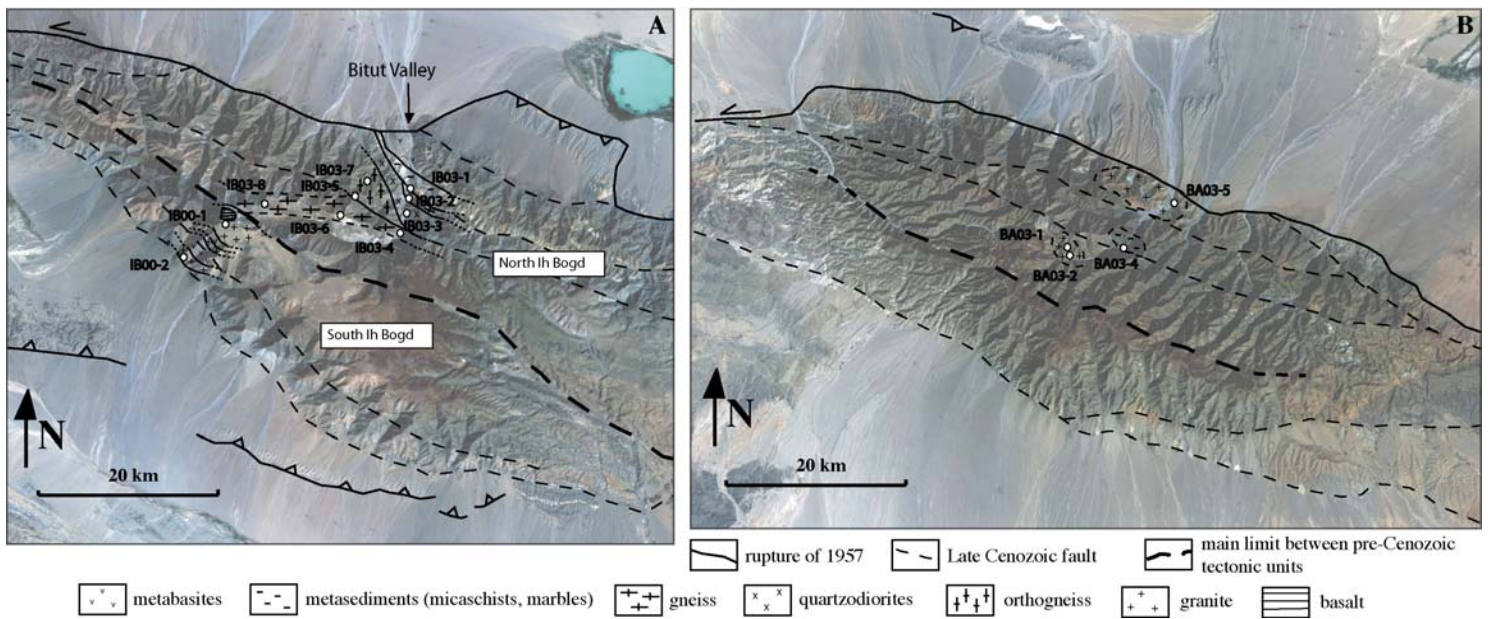


Figure 2: Landsat images of the massifs of Ih Bogd (A) and Baga Bogd (B) with geological and structural sketch map after fieldwork and satellite images. The localities of the fission track samples are also given.

2. Tectonic and geomorphologic context

The Gurvan Bogd system, which constitutes the easternmost part of the Gobi-Altay, is a 300-km-long mountain range trending N100E composed of three linear massifs (Figures 1B and 2). These massifs (Ih Bogd, Baga Bogd and Artz Bogd) correspond to restraining bends associated with the left-lateral strike-slip Bogd fault and present reverse faulting on both

northern and southern sides [23]. A large part of this fault system broke recently during the M 8.1 1957 Gobi-Altay earthquake [24]. The presence of well-developed flat horizontal summit surfaces (Figure 3), besides suggesting a young morphologic age for these massifs, implies that their uplift is mainly accommodated by the brittle deformation along the bordering faults, even though a regional uplift cannot be excluded. Moreover, the bordering faults should have similar long-term vertical slip rates in order to keep these surfaces horizontal. This last assumption is confirmed by the ^{10}Be morphotectonic studies on alluvial faulted fans along the massifs that yield Upper Pleistocene vertical rates of $\sim 0.1\text{-}0.2$ mm/yr for all the segments studied [17-18].



Figure 3: Picture of the summit plateau of Ih Bogd massif. The highest point at 3957 m corresponds to a lava flow overlying the peneplanation surface in the western part of the plateau. This surface horizontally cuts the two main pre-Cenozoic tectonic units comprising the massif.

Within these massifs, we observed faults trending N100-110°E sub-parallel to the active Bogd strike-slip fault (Figure 2). These faults are correlated with perched ancient piedmonts and define a “staircase” morphology. Along the same faults, the main drainage basins appear left-laterally displaced. In the Bitut valley, along one of these faults, a Quaternary abandoned alluvial terrace is overthrust by the bedrock (Figure 4). Therefore, it appears that these internal faults, which have the same geometries and kinematics as the active bordering faults, have been active during the ongoing uplift event.

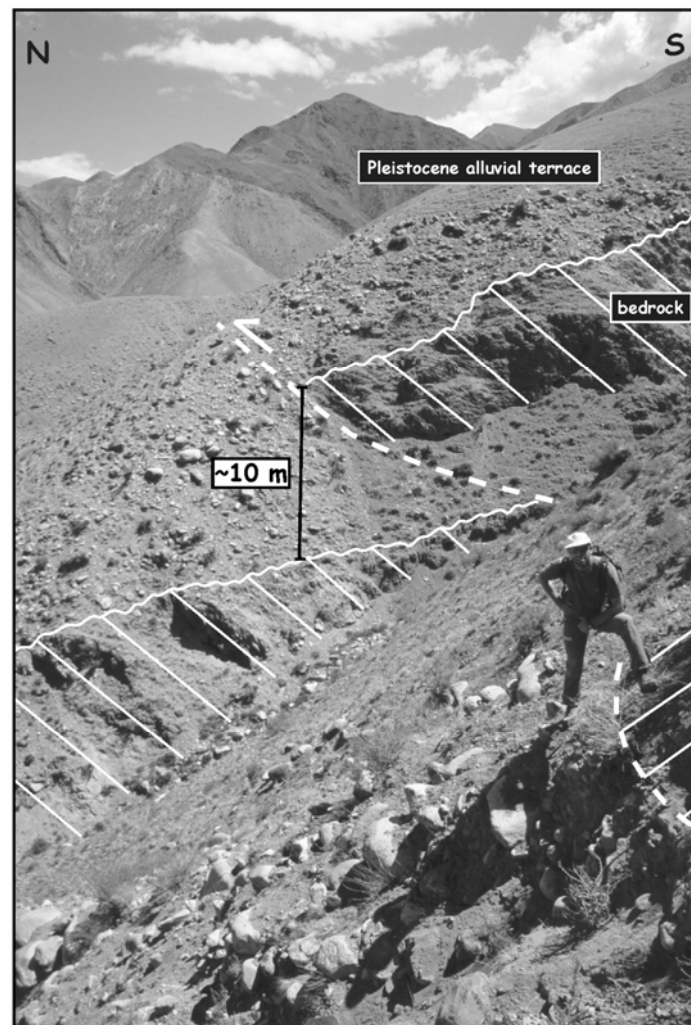


Figure 4: Picture showing a Pleistocene alluvial terrace affected by thrusting inside the massif. The faulting corresponds to one of the main steps observed in the topography at the massif scale.

3. Fission tracks analysis: sampling and methodology

The basement of the Gurvan Bogd massifs is composed of a large variety of lithologies (granites, gneisses, syenites, schists, diorites and metabasalts) inherited from the complex geological history that affected the region (Figure 2). The occurrence of apatite-rich granitoids from an altitude of ~2000 m at the heart of the massifs up to the summit plateaux (3500-4000 m) in areas of a few km², allowed us to sample the bedrock over sub-vertical sections of nearly 2 km at Ih Bogd and 1 km at Baga Bogd. The altitude of the samples was measured using a portable GPS and 1/100,000 Russian topographic maps, with precision in the order of 50 m. This sampling strategy allows comparing the distribution of the fission track ages with the relative altitudes of the bedrock in order to estimate the average rates and amplitudes of the cooling events (i. e. the uplift and denudation rates).

Variations in the cooling rates (i.e. in the slope of the age/altitude plot) can be interpreted in terms of erosion or tectonic events. However, the fission track ages integrate the whole thermal history of the rock between c.a. 110 and 60°C. To better constrain the age of thermal events within the massif, reverse modelling of track lengths distribution has been performed using the AFTSolve software [25] and the Ketcham et al. [26] annealing model. These models are only valid within the fission track Partial Annealing Zone or PAZ (60 to 110°C).

Apatites grains were mounted on a glass slide, ground, polished and etched in 6.5% HNO₃ for 45 seconds at 20°C, in order to reveal natural fission tracks. Then, to produce induced fission tracks, apatite mounts were irradiated at the ANSTO facility, Lucas Heights, Australia, with a thermal neutron flux (10¹⁶ n/cm²) using a mica sheet as an external detector [27]. Fission tracks were counted on a Zeiss Axioplan 2 microscope, using a magnification of 1250 under dry objective. The FT ages were calculated following the method recommended

by Hurford [28], using the zeta calibration method [27] with a zeta value of 343 ± 3 (R.V.) obtained on Mt Dromedary standard. Ages were calculated using the Trackkey software [29]. Ages quoted are central fission track ages with 2σ errors. Dpar (fission track diameter) measurements were performed in order to quantify the Cl and F content of the apatite crystals [e.g. 30,31]. Dpar values were then used as input parameters in the AFTSolve models.

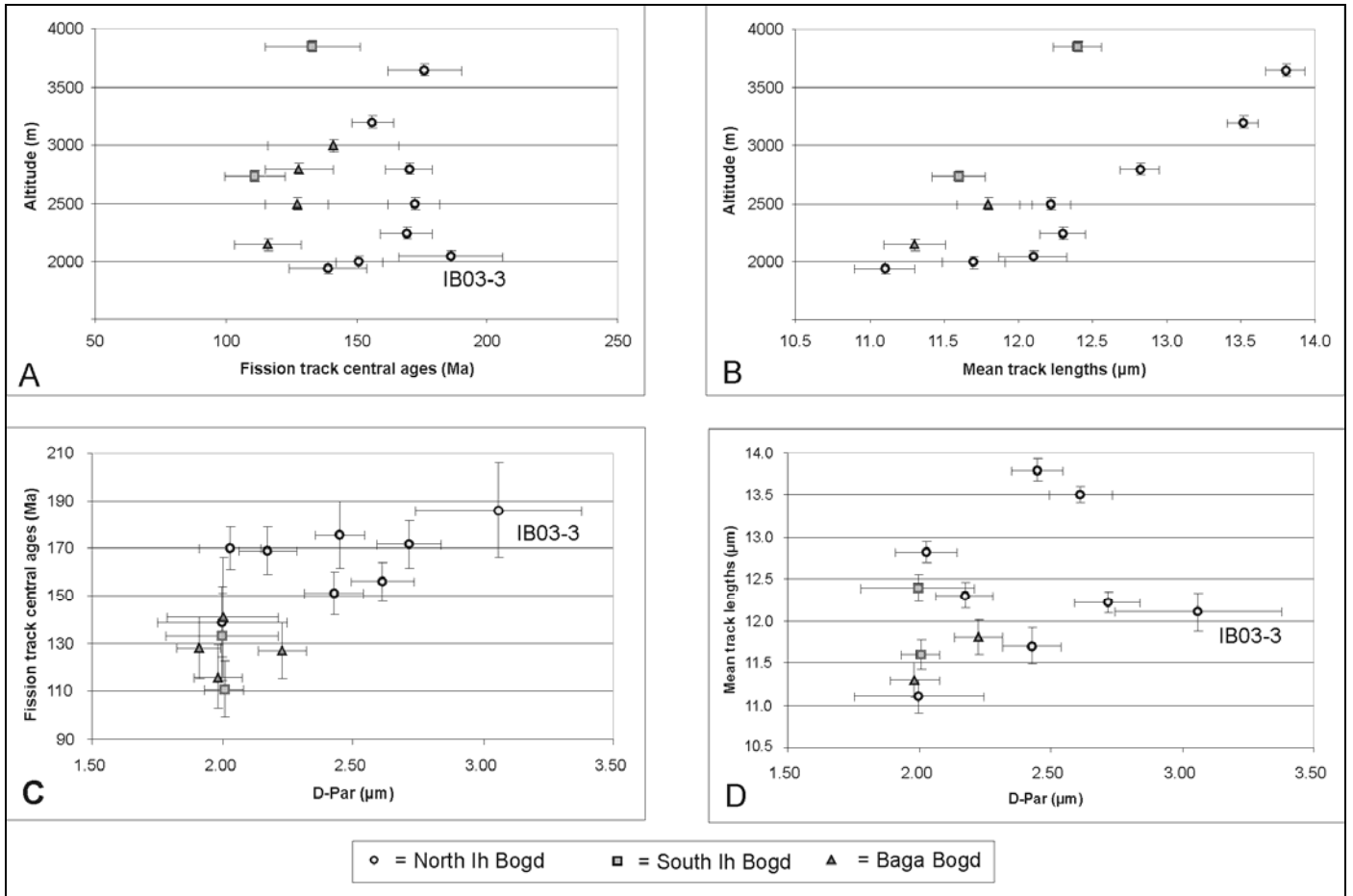


Figure 5: Different plots of the fission track data showing the relationships between central ages, mean track lengths and Dpar.

Sample	Altitude (m)	Number of grains	Standard track density ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) (counted)	$\rho_s (\times 10^5 \text{ cm}^{-2})$ (counted)	$\rho_i (\times 10^5 \text{ cm}^{-2})$ (counted)	[U] (ppm)	$P(\chi^2)$ (%)	Var (%)	Central Age (Ma)	Uncertainty 2σ (Ma)	MTL (μm) (counted)	Uncertainty 1σ (μm)	D-Par (μm)	Uncertainty 1σ (μm)
IB00-1	3850	20	10.9 (5327)	14.4 (124)	17.3 (149)	19.4	93	5	133	18	12.4 (60)	0.2	2.0	0.2
IB00-2	2740	20	8.9 (6331)	7.6 (229)	9.7 (292)	12.1	38	2	111	12	11.6 (100)	0.2	2.0	0.1
IB03-1	1950	20	12.1 (10887)	7.6 (141)	11.3 (210)	12.1	99	2	139	15	11.1 (100)	0.2	2.0	0.2
IB03-2	2000	20	11.8 (10887)	15.6 (487)	20.6 (647)	21.7	83	0	151	9	11.7 (99)	0.2	2.4	0.1
IB03-3	2050	20	11.4 (10887)	6.2 (174)	6.4 (181)	7.6	98	4	186	20	12.1 (67)	0.2	3.1	0.3
IB03-4	2250	20	10.7 (10887)	19.0 (728)	20.4 (783)	22.7	42	9	169	10	12.3 (100)	0.2	2.2	0.1
IB03-5	2800	20	12.0 (10364)	12.3 (678)	14.7 (813)	14.6	85	1	170	9	12.8 (100)	0.1	2.0	0.1
IB03-6	3200	20	10.4 (10887)	12.6 (709)	14.2 (800)	16.8	86	4	156	8	13.5 (100)	0.1	2.6	0.1
IB03-7	2500	20	10.0 (10887)	15.5 (901)	15.7 (913)	19.8	39	4	172	10	12.2 (100)	0.1	2.7	0.1
IB03-8	3650	20	9.8 (10887)	11.2 (303)	10.6 (287)	14.3	97	5	176	14	13.8 (100)	0.1	2.5	0.1
BA03-1	3000	20	11.8 (10364)	5.6 (53)	8.0 (75)	10.1	100	0	141	25			2.0	0.2
BA03-2	2800	23	11.4 (10364)	16.8 (166)	25.4 (251)	27.2	100	3	128	13			1.9	0.1
BA03-4	2500	20	11.0 (10364)	8.0 (199)	11.7 (293)	13.0	100	1	127	12	11.8 (100)	0.2	2.2	0.1
BA03-5	2150	20	10.7 (10364)	6.3 (136)	10.0 (214)	12.0	100	0	116	13	11.3 (88)	0.2	2.0	0.1

Table 1: Results of the fission track analysis, ρ_s and ρ_i represent sample spontaneous and induced track densities; $P(\chi^2)$ is the probability of χ^2 for Ω degrees of freedom (where Ω is the number of crystals). Zeta CN5 apatite = 343 ± 3 (R.V.). Samples were irradiated at the ANSTO facility, Australia. MTL of samples BA03-1 and IB03-2 could not be measured because of the lack of confined fission tracks.

4. Results

Thirteen samples from Ih Bogd and Baga Bogd massifs were analysed. For Ih Bogd, the fission track ages range between 186 ± 20 Ma and 111 ± 12 Ma (Table 1 and Figure 5A). Two different geological units, a northern metamorphic formation and a southern metabasitic-granitic complex, show clearly distinct ages but are cut by the same peneplanation surface (Figures 2A and 3). This implies that these units have been uplifted at the present position as a unique block, and that before the ongoing uplift a differential vertical movement occurred along a main fault zone existing between them. The northern unit, where we concentrated most of our analysis, shows homogeneous fission track ages of 160-170 Ma from the summit down to 2050 m. The two lowest samples (IB03-1 and IB03-2), situated at 2000 m and 1950 m have slightly younger fission track ages of 151 ± 9 Ma and 139 ± 15 Ma. For the southern unit we only have two data from the summit plateau (IB00-1) and from the southern flank of the massif (IB00-2). Their fission track ages, like for the lower part of the northern profile, decrease downward from 133 ± 18 to 111 ± 12 Ma, and are both younger than the average fission track age of the northern unit.

As concerns the Baga Bogd massif, its internal structure, as well as that of Ih Bogd, appears to be formed by two main tectonic units. The watershed separates a northern domain characterized by well-developed valleys and relatively gentle slopes from a much narrower and steeper southern domain that presents remnants of a flat erosional summit surface (Figure 2B). Due to difficult access, sampling was concentrated on the northern unit, along one of the main valleys of the massif. Fission track ages range from 141 ± 25 Ma to 116 ± 13 Ma (Table 1 and Figure 5A), similarly to the southern unit of Ih Bogd. Fission track ages of this structural unit, once again, show a well-established linear correlation against the altitude, even though error margins do not allow to precisely calculate the slope of the regression curve.

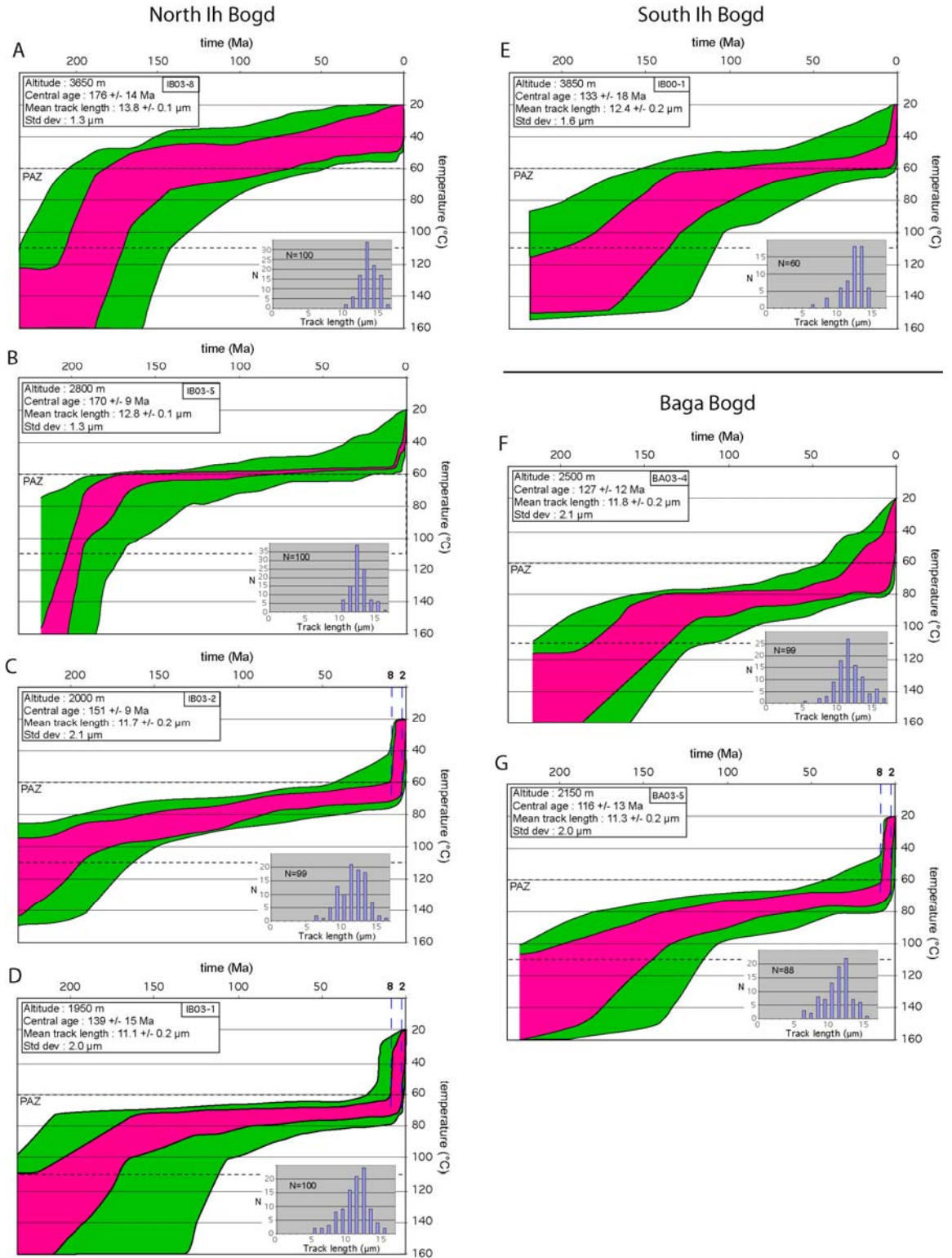


Figure 6: Cooling paths of some characteristic samples from Ih Bogd and Baga Bogd determined by the modelling of the distribution of the track lengths. The exterior envelop corresponds to 2σ uncertainty, the internal envelop corresponds to 1σ uncertainty. The validity of the models is limited to the PAZ, i. e. between about 60° and 110°C.

Dpar vary from 2.0 ± 0.2 to 3.1 ± 0.3 μm for Ih Bogd samples and from 1.9 ± 0.1 to 2.2 ± 0.1 μm for Baga Bogd samples (Table 1). Figures 5C and 5D shows that there is no correlation between Dpar and the central fission track ages or the mean track lengths. This implies that variations either in age or track lengths distribution are related to thermal events rather than chemical variations between samples. One exception is IB03-3 which has a Dpar of 3.1 ± 0.3 μm indicative of a higher Cl content [e.g. 31]. This can explain its higher central fission track age of 186 ± 20 Ma that does not fit with the rest of the samples distribution.

The mean track length (MTL) of the samples, in both massifs and for each individual unit, increases with the altitude (Table 1 and Figure 5B). Values range from 11.1 ± 0.2 to 13.8 ± 0.1 μm between 1950 and 3650 m for the northern unit of Ih Bogd, from 11.6 ± 0.2 to 12.4 ± 0.2 μm between 2740 and 2850 m for the southern unit of Ih Bogd and from 11.3 ± 0.2 to 11.8 ± 0.2 μm between 2150 and 2500 m for the northern unit of Baga Bogd. MTLs are also well correlated with the fission track ages, except for sample IB03-3. For each of the three identified units, the remarkable coherence between the distribution of the MTLs against the altitude and central age implies that all of them were exhumed through the PAZ as a unique and untilted block, in which all the samples kept their relative vertical positions.

Cooling histories obtained from track lengths modelling all display similar patterns (Figure 6). All the samples in both massifs are affected by a cooling event that occurred in the Lower-Middle Jurassic. Since this event was recorded on the whole vertical section of the northern unit of Ih Bogd, it must have produced a vertical crustal movement of at least 2 km. The cooling paths of the lower samples (IB03-1, IB03-2, BA03-5 and BA03-4) show that a long (>100 Myrs) stable period without major variation in temperature has followed (Figures 6C, 6D, 6F and 6G). Eventually, these samples recorded a Cenozoic cooling event that can be correlated with the last and still ongoing uplift phase and relief building. This phase is marked

by an abrupt inflexion of the cooling paths clearly contained in the PAZ, which defines the validity zone of the model - excepted for BA03-4, the highest sample among the four, for which the inflexion is smoother. Their respective cooling paths are very similar and the inflexion occurs between 2 and 8 Ma (Figure 6C, 6D and 6G).

5. Discussion

The fission track analysis carried out within the Ih Bogd and Baga Bogd massifs allowed us to reconstruct the geological history of the shallow crust of the Gurvan Bogd region over a period of time ranging from the Middle Mesozoic to the Late Cenozoic. Samples from Ih Bogd northern unit (from 1950 m to 3650 m, or to 3850 m if we consider the overlying rocks of the same unit), all present the same Middle Jurassic central ages except for the two lowest samples, which are slightly younger. This means that the main upper part of this section has remained at temperatures lower than 60°C since the Jurassic cooling episode. On the contrary, until the last uplift, the two lowest samples of the pile were situated deep enough to be rejuvenated within the PAZ. In other words, this section was situated between the surface and the upper part of the PAZ before the last uplift phase (Figure 7).

The occurrence of younger fission track ages in the southern Ih Bogd unit could be explained by differential exhumation (and thus uplift) during the Jurassic event. The southern block would have been uplifted further than the northern one so that, when erosion of the Jurassic relief occurred, this differential exhumation led to stronger denudation in the south, revealing younger ages (Figure 7). This implies the existence of a large tectonic offset between the two blocks. Furthermore, this fault must have remained blocked during the last uplift event in order to preserve the Jurassic thermal pattern.

Considering a regional geothermal gradient of 28-30°/km (Ulmishek [32] for the Tarim; Christelle Tiberi, pers. comm., for Mongolia-Baikal region) the top of this section

remained within a few 100 m from the present surface since Middle to Upper Jurassic times. This implies that the erosional surface that constitutes the present plateau must have formed just after the Jurassic exhumation and has undergone negligible denudation or sedimentation until the last uplift began. Furthermore, even if during this uplift the denudation rate of the plateau has probably increased, the lowering of this surface should have not exceeded a few meters. This plateau is therefore one of the oldest preserved erosion surfaces at high altitude in the world and the last vertical movement almost entirely corresponds to surface uplift [33].

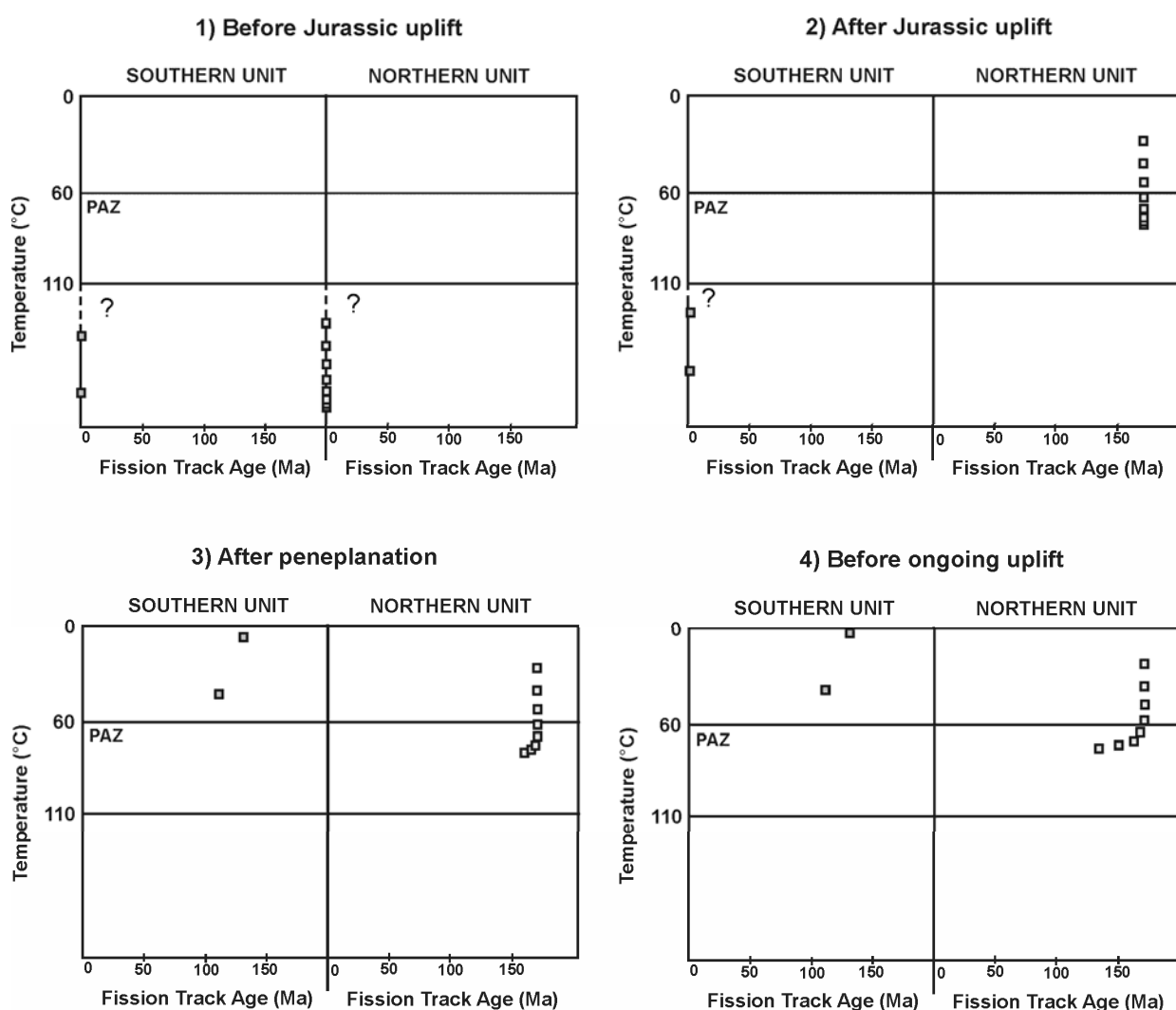


Figure 7: Evolution of the fission track ages of the samples from South Ih Bogd and North Ih Bogd from the Middle Mesozoic to the Late Cenozoic.

The Lower-Middle Jurassic event that affects the Gobi-Altay has also been observed elsewhere in Central Asia, especially in north Tibet [e.g. 5,34,35,36] and in northwest Altay [e.g. 37]. This cooling can be interpreted as a large-scale tectonic event, probably related to the collision that occurred during that period between the Mongolia-Okhotsk region and Siberia [38,39].

The last cooling event, recorded by the samples that were still in the PAZ when it started, refers to the present tectonic deformation and mountain building. The best estimate for the age of onset of this tectonic event is well determined at 5 ± 3 Ma (1σ), based on the best fitting modelled thermal histories (Figures 6C, 6D and 6G). Since negligible denudation has affected the summit plateau of Ih Bogd, the vertical amplitude of this uplift can be estimated at about 2 km. The Gobi-Altay mountain range appears therefore to be amongst the youngest relief in Central Asia. This result is consistent with the idea of a sequential northward propagation of the continental deformation triggered by the collision between India and Eurasia 2000 km to the south [e. g. 40].

Interestingly, for the last uplift event, samples from Ih Bogd show cooling histories similar to those of Baga Bogd. This means that the massifs of the Gurvan Bogd system – probably including Artz Bogd further east - started to uplift synchronously along the Bogd strike-slip fault. This is consistent with the fact that the Cenozoic deformation along the Bogd fault is controlled by the tectonic reactivation of an ancient structure [e.g. 41].

Fission track data yield a long-term uplift rate of the massifs ranging from 0.25 mm/yr to 1 mm/yr. Even considering the lowest value, this uplift rate is higher than the upper Pleistocene vertical slip rates measured on the faults bordering the massif (0.1 to 0.2 mm/yr). The difference might be explained either by a decrease in deformation rate during the upper Pleistocene, or by distribution of vertical movements on several in-sequence faults within the massif. This last hypothesis is supported by the occurrence of large faults within the Ih Bogd

massif, one of which has obviously been active during the ongoing deformation phase (Figure 4).

6. Conclusion

Fission track data from the Gurvan Bogd massifs suggest that the transpressive deformation resulting from the major India-Asia collision to the south affects the Gobi-Altay range since only 5 ± 3 Ma. This mountain range appears therefore as one of the youngest relief in Central Asia. The ongoing uplift of the Gurvan Bogd massifs ended a protracted period without major crustal vertical movements, itself following a previous deformation phase in Lower to Middle Jurassic times. The geometric relationships between the geological structures and the present massifs morphology together with the similar cooling histories of Ih Bogd and Baga Bogd strongly suggest that the deformation along the Bogd fault reactivates an inherited zone of weakness, along which at least two important phases of vertical movements (≥ 2 km) have occurred.

The erosional surface that constitutes the remnant flat summits of Ih Bogd and Baga Bogd formed just after the Jurassic exhumation and has undergone negligible denudation or sedimentation until the last uplift began. Moreover, its preservation on large areas at more than 3500 m of altitude suggests very low erosion processes within these massifs during the ongoing uplift.

The long-term Cenozoic uplift rate of the massifs is estimated to lie between 0.25 and 1 mm/yr, which is slightly higher than the Upper Pleistocene vertical slip rates of the bordering faults. This implies that either the uplift rate has diminished in the last stages of the massifs evolution or that these faults do not accommodate the totality of the deformation. This latter hypothesis is supported by the observation of the recent activity of thrust faults within

the massifs that would increase the uplift rate inside the massifs compared to the uplift rate determined at their boundaries.

Acknowledgements

This study has been supported by the INSU “Relief de la Terre” project and by the “Dynamique de la Lithosphere” laboratory. We are thankful to Sébastien Carretier and Alain Chauvet for fruitful discussions.

References

- [1] P. Patriat and J. Achache, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates, *Nature* 311 (1984) 615-621.

- [2] J. Besse, V. Courtillot, J. P. Pozzi, M. Westphal and Y. X. Zhou, Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo Suture, *Nature* 311 (1984) 621-626.

- [3] A. Patzelt, L. Huamei, W. Junda and E. Appel, Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia, *Tectonophysics* 259 (1996) 259-284.

- [4] P. Tapponier and P. Molnar, Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolian and Baykal regions, *J. Geophys. Res.* 84 (1979) 3425-3459.

- [5] M. Jolivet, M. Brunel, D. Seaward, Z. Xu, J. Yang, F. Roger, P. Tapponnier, J. Malavieille, N. Arnaud and C. Wu, Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission track constraints, *Tectonophysics* 343 (2001) 111-134.
- [6] F. Wang, C-H. Lo, Q. Li, M-W. Yeh, J. Wan, D. Zheng and E. Wang, Onset timing of significant unroofing around Qaidam basin, northern Tibet, China: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and FT thermochronology on granitoids, *Journal of Asian Earth Sciences* 24 (2004) 59–69.
- [7] J.-P. Avouac, P. Tapponnier, P. Bai, M. You and G. Wang, Active Thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.* 98 (1993) 6755-6804.
- [8] F. Métivier and Y. Gaudemer, Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics, *Geophys. J. Int.* 128 (1997) 1 –17.
- [9] E. R. Sobel and T. A. Dumitru, Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim Basin during the India-Asia collision, *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 5043-5064.
- [10] M. E. Bullen, D. W. Burbank, J. I. Garver and K. Y. Abdrakhmatov, Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building, *Bull. Geol. Soc. Am.* 113 (2001) 1544–1559.
- [11] J. Charreau, Y. Chen, S. Gilder, S. Dominguez, J.-P. Avouac, S. Sen, D. Sun, Y. Li and W. M. Wang, Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section

(northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 230 (2005) 177– 192.

[12] C. Larroque, J-F. Ritz, J-F. Stéphan, V. San'kov, N. Arjannikova, E. Calais, J. Déverchère et L. Loncke, Interaction compression-extension à la limite Mongolie-Sibérie : analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka, *C.R. Acad. Paris* 332 (2001) 177-184.

[13] N. Arjannikova, C. Larroque, J-F. Ritz, J. Déverchère, J-F. Stéphan, S. Arjannikov and V. San'kov, Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy–Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia–Siberia), *Terra Nova*, 16, (2004) 265–272, doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00565.x.

[14] N. A. Florensov and V. P. Solonenko (Eds.), *The Gobi-Altay Earthquake*, U.S. Dep. of Commer., Washington, D. C., 1965.

[15] I. Baljinnyam, A. Bayasgalan, B. A. Borisov, A. Cisternas, M. G. Dem'yanovich, L. Ganbaatar, V. M. Kochetkov, R. A. Kurushin, P. Molnar, H. Philip and Yu. Ya. Vashchilov, Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings, *Geol. Soc. Am., Memoir* 181, 1993.

[16] J. F. Ritz, D. Bourlès, E. T. Brown, S. Carretier, J. Chery, B. Enhtuvushin, P. Galsan, R. C. Finkel, T. C. Hanks, K. J. Kendrick, H. Philip, G. Raisbeck, A. Schlupp, D. P. Schwartz and F. Yiou, Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-

Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates, *J. Geophys. Res.* 108(B3) (2003) 2162, doi :10.1029/2001JB000553.

[17] R. Vassallo, J-F. Ritz, R. Braucher and S. Carretier, Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications, *Terra Nova* 17 (2005) 278-285, doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00612.x.

[18] J-F. Ritz, R. Vassallo, R. Braucher, E. T. Brown, D. L. Bourlès, Using in situ-produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia), *Geol. Soc. Am.*, accepted.

[19] W. D. Cunningham, B. F. Windley, D. Dorjnamjaa, G. Badamgarov, M. Saandar, A structural transect across the Mongolian Western Altay: Active transpressional mountain building in Central Asia, *Tectonics* 15 (1996) 142-156.

[20] D. Cunningham, Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 240 (2005) 436–444.

[21] T. Hanks, J-F. Ritz, K. Kendrick, R. C. Finkel and C. D. Garvin, Uplift rates in a continental interior: faulting offsets of a ~100 ka abandoned fan along the Bogd fault, southern Mongolia, *Proceedings of the Penrose Conference on the Tectonics of Continental Interiors*, 1997.

- [22] S. Carretier, Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie). Approche de la géomorphologie quantitative, PhD thesis, Université de Montpellier 2, pp. 324, 2000.
- [23] A. Bayasgalan, J. Jackson, J-F. Ritz, and S. Carretier, 'Forebergs', flowers structures, and the development of large intra-continental strike-slip fault: the Gurvan Bogd fault system in Mongolia, *J. Struct. Geol.* 21 (1999) 1285-1302.
- [24] R. A. Kurushin, A. Bayasgalan, M. Ölziybat, B. Enkhtuvshin, P. Molnar, C. Bayarsayhan, K. W. Hudnut and J. Lin, The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, vol. 320, 1997.
- [25] R. A. Ketcham, R. A. Donelick and M.B. Donelick, AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data, *Geological Materials Research*, v.2, n.1, 2000.
- [26] R. A. Ketcham, R. A. Donelick and W. D. Carlson, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales, *Am. Mineral.* 84 (1999) 1235–1255.
- [27] A. J. Hurford and Green P. F., The zeta age calibration of fission-track dating, *Geoscience* 1 (1983) 285–317.
- [28] A. J. Hurford, Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the fission-track working group of the I.U.G.S., Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol.* 80 (1990) 171–178.

- [29] I. Dunkl, TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data, *Computers & Geosciences* 28 (2002) 3-12.
- [30] P. B. O'Sullivan and R. R. Parrish, The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 132 (1995) 213-224.
- [31] J. Barbarand, A. Carter, I. Wood and A. J. Hurford, Compositional and structural control of fission track annealing in apatite, *Chemical Geology* 198 (2003) 107-137.
- [32] G. Ulmishek, The geology and petroleum resources of basins in western China: ANL/ES-146, 1984, 130 p.
- [33] P. England and P. Molnar, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks, *Geology* 18 (1990) 1173-1177.
- [34] E. R. Sobel, Basin analysis and apatite fission-track thermochronology of the Jurassic - Paleogene southwestern Tarim Basin, NW China, PhD thesis, Stanford University, 308 p., 1995.
- [35] E. R. Sobel and N. Arnaud, Age controls on origin and cooling of the Altyn Tagh range, NW China, *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 28 (7), A67, 1996.

- [36] N. Delville, N. Arnaud, J. M. Montel, M. Brunel and E. Sobel, Paleozoic to Cenozoic deformation along the Altyn-Tagh Fault in the Altun Shan range, Eastern Qilian Shan, NE Tibet China in Hendrix, M. S., and Davis, G. A., ed., Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central and eastern Asia: From continental assembly to intracontinental deformation: Geol. Soc. Am., Memoir 194, 2001, pp. 269-292.
- [37] J. De Grave and P. Van den Haute, Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology, *Tectonophysics* 349 (2002) 145–159.
- [38] N. Halim, V. Kravchinsky, S. Gilder, J-P. Cogné, M. Alexyutin, A. Sorokin, V. Courtillot and Y. Chen, A palaeomagnetic study from the Mongol–Okhotsk region: rotated Early Cretaceous volcanics and remagnetized Mesozoic sediments, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 159, (1998) 133–145.
- [39] Yu. A. Zorin, Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia, *Tectonophysics* 306 (1999) 33–56.
- [40] P. Tapponnier, X. Zhiqin, F. Roger, B. Meyer, N. Arnaud, G. Wittlinger and Y. Jingsui, Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau, *Science* 294 (2001) 1671-1677.
- [41] D. W. Cunningham, Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai, *Tectonics* 17 (1998) 891-902.

3.2.2 Analyses complémentaires traces de fission sur Ih Bogd. Datation

^{40}Ar - ^{39}Ar du basalte sommital

Suite à la soumission de cet article, cette étude a été complétée par un deuxième échantillonnage traces de fission du massif d'Ih Bogd. Cette analyse complémentaire au niveau de ce massif a été réalisée afin d'atteindre deux principaux objectifs. Premièrement, notre modèle sur l'évolution géologique anté-cénozoïque de la région de Gurvan Bogd nécessitait une meilleure contrainte sur l'âge de l'événement tectonique mésozoïque. Pour cela, la nouvelle analyse traces de fission a été couplée avec la datation Ar-Ar du basalte qui se trouve au sommet d'Ih Bogd, et qui scelle la surface de pénéplanation. Deuxièmement, nous voulions déterminer l'histoire thermique de l'unité tectonique située au nord de la faille Bogd(-1) (cf. chapitre 3.3). En effet, d'après l'analyse morphotectonique, la surrection de cette partie du massif serait plus récente par rapport à la partie centrale du massif, et donc son déplacement vertical cénozoïque devrait être plus faible. Si cette analyse est correcte, avant le refroidissement dû à la surrection cénozoïque, les roches de cette unité devaient déjà se trouver au-dessus de la PAZ.

Les résultats complets de l'analyse traces de fission dans le système de Gurvan Bogd sont récapitulés dans le tableau III.1. Ces résultats tiennent compte aussi du recomptage des traces de fission sur les deux échantillons de l'unité Sud, qui a permis de corriger leurs âges centraux. L'échantillon IB00-1 a ainsi été re-daté à 195 ± 21 Ma, et l'échantillon IB00-2 à 167 ± 14 Ma. Les échantillons de l'unité Nord de la mission de 2005 ont des âges cohérents avec ceux de la mission de 2003 et permettent de préciser la tendance générale du profil (Figure III.2). Les âges de cette unité (se trouvant entre la zone de faille anté-cénozoïque, qui est recoupée par le plateau sommital, et la faille Bogd(-1)) sont compris entre 139 ± 15 Ma et 196 ± 7 Ma. La distribution des âges en fonction de l'altitude montre que, à part les deux

échantillons en bas du profil dont l'âge a été rajeuni par la longue résidence dans la PAZ, il n'y a pas de différences sensibles entre la base et le sommet du profil. Les échantillons de l'unité Sud sont parfaitement compatibles avec cette tendance.

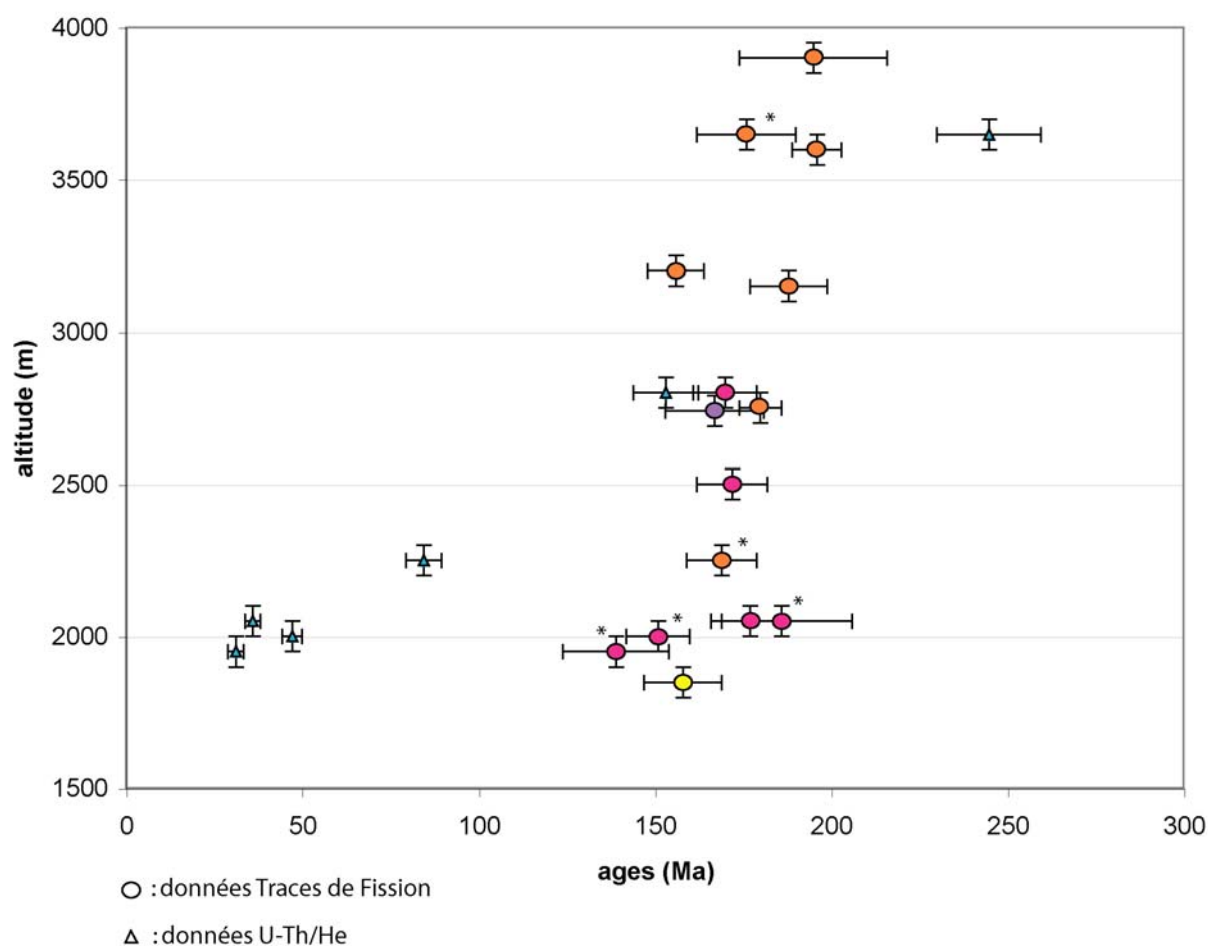


Figure III.2 : Diagramme âges – altitudes des données traces de fission et U-Th/He du massif d'Ih Bogd. Les * indiquent les données traces de fission pour lesquelles a aussi été déterminé un âge U-Th/He.

Echantillons	Altitude (m)	Nombre de grains	Densité du standard ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) (comptées)	ρ_s ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) (comptées)	ρ_i ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) (comptées)	[U] (ppm)	P(χ^2) (%)	Var (%)	Age central (Ma)	Erreur 2σ (Ma)	LMT (μm) (comptées)	Erreur 1σ (μm)
IH BOGD 2000/03/05												
IB00-1	3900	20	10,9 (5327)	20,5 (180)	20,1 (177)	22,2	100	1	195	21	12,4 (60)	0,2
IB00-2	2740	20	8,9 (6331)	9,7 (294)	9,2 (278)	11,3	100	1	167	14	11,6 (100)	0,2
IB03-1	1950	20	12,1 (10887)	7,6 (141)	11,3 (210)	12,1	99	2	139	15	11,1 (100)	0,2
IB03-2	2000	20	11,8 (10887)	15,6 (487)	20,6 (647)	21,7	83	0	151	9	11,7 (99)	0,2
IB03-3	2050	20	11,4 (10887)	6,2 (174)	6,4 (181)	7,6	98	4	186	20	12,1 (67)	0,2
IB03-4	2250	20	10,7 (10887)	19,0 (728)	20,4 (783)	22,7	42	9	169	10	12,3 (100)	0,2
IB03-5	2800	20	12,0 (10364)	12,3 (678)	14,7 (813)	14,6	85	1	170	9	12,8 (100)	0,1
IB03-6	3200	20	10,4 (10887)	12,6 (709)	14,2 (800)	16,8	86	4	156	8	13,5 (100)	0,1
IB03-7	2500	20	10,0 (10887)	15,5 (901)	15,7 (913)	19,8	39	4	172	10	12,2 (100)	0,1
IB03-8	3650	20	9,8 (10887)	11,2 (303)	10,6 (287)	14,3	97	5	176	14	13,8 (100)	0,1
IB05-4	3600	20	12,1 (10649)	19,0 (2021)	20,6 (2191)	19,0	95	1	196	7	13,5 (100)	0,1
IB05-5	3150	20	11,3 (10649)	7,6 (607)	8,0 (642)	7,9	99	1	188	11		
IB05-6	2750	20	10,78 (10649)	22,0 (1922)	23,4 (2038)	23,3	48	1	180	6		
IB05-7	2050	20	10,26 (10469)	13,5 (1037)	13,8 (1060)	15,0	99	0	177	8		
IB05-9	1850	20	8,62 (10182)	9,1 (463)	8,8 (448)	11,9	100	1	158	11	11,8 (95)	0,2
Ushgug-00	1980	20	9,6 (5327)	8,7 (355)	7,3 (298)	9,5	100	0	167	16,6	12,6 (77)	0,2
BAGA BOGD 2003												
BA03-1	3000	20	11,8 (10364)	5,6 (53)	8,0 (75)	10,1	100	0	141	25		
BA03-2	2800	23	11,4 (10364)	16,8 (166)	25,4 (251)	27,2	100	3	128	13		
BA03-4	2500	20	11,0 (10364)	8,0 (199)	11,7 (293)	13,0	100	1	127	12	11,8 (100)	0,2
BA03-5	2150	20	10,7 (10364)	6,3 (136)	10,0 (214)	12,0	100	0	116	13	11,3 (88)	0,2

Tableau III.1 : Résultats de l'analyse traces de fission complète sur les massifs d'Ih Bogd et Baga Bogd.

Ces données confirment que l'événement mésozoïque a été rapide, d'une amplitude supérieure à 2 km, et son âge est plus précisément fin Trias - début Jurassique. Cela est supporté par le modèle du chemin thermique de l'échantillon IB05-4, prélevé sur le plateau sommital, montrant clairement qu'il a traversé la PAZ en quelques millions d'années autour de 210-200 Ma (Figure III.3). La datation Ar-Ar du basalte sommital à $197,0 \pm 0,6$ Ma (N. Arnaud, comm. pers.) est compatible avec ce scénario et, en plus, permet de mieux contraindre l'histoire qui a suivi cette phase tectonique. En effet, la mise en place du basalte est postérieure à la phase d'exhumation, mais aussi à la pénéplanation du relief créé par celle-ci. Cela implique donc que le relief triassico-jurassique a été érodé, au maximum, en quelques millions d'années, et que la pénéplaine qui s'est formée à cette époque a subi une dénudation négligeable pendant ~200 Ma, même depuis le début de la surrection du massif d'Ih Bogd.

L'échantillon IB05-9, situé au Nord de la faille Bogd(-1) et à la base du profil vertical général, a un âge trace de fission (158 ± 11 Ma) légèrement plus vieux par rapport à ceux des échantillons situés à la base de l'unité tectonique adjacente. Mais, surtout, son histoire thermique ressemble beaucoup plus à celle des échantillons de la partie haute du profil ou de l'échantillon Ushgug-00 qui se trouve au mur de la faille inverse frontale (Figure III.3). Sa position au-dessus de la PAZ avant le début de la phase tectonique en cours confirme que le mouvement vertical de l'unité tectonique à laquelle il appartient est moindre par rapport à celui relatif aux unités tectoniques centrales. Ce résultat est en accord avec l'idée d'une migration de la déformation vers des failles de plus en plus externes au cours de la surrection du massif d'Ih Bogd (Figure III.4).

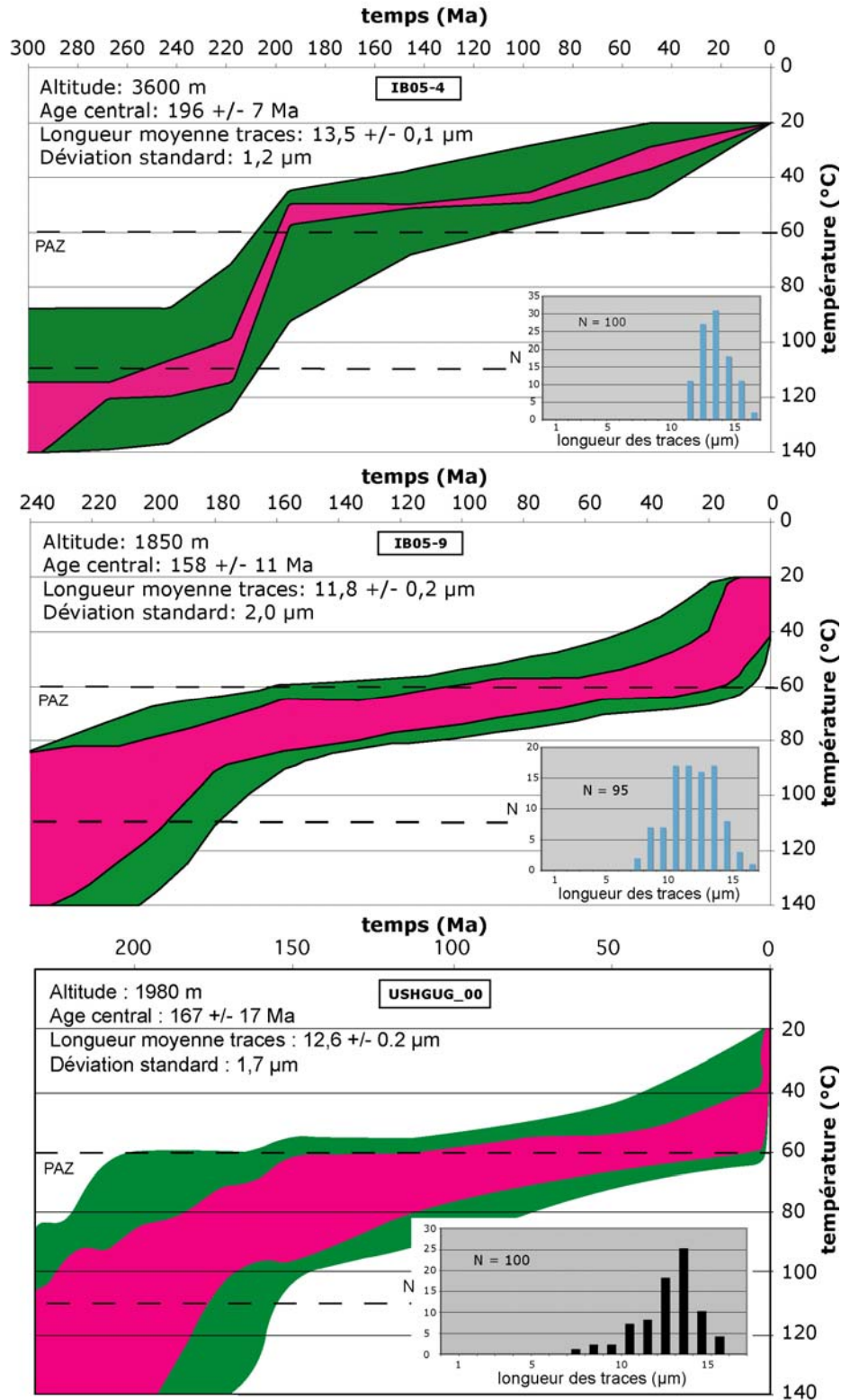


Figure III.3 : chemins thermiques statistiques et distribution des longueurs des traces des échantillons IB05-4 (plateau), IB05-9 (au Nord de la faille Bogd(-1)) et Ushgug-00 (dans le mur de la faille frontale de Bogd).

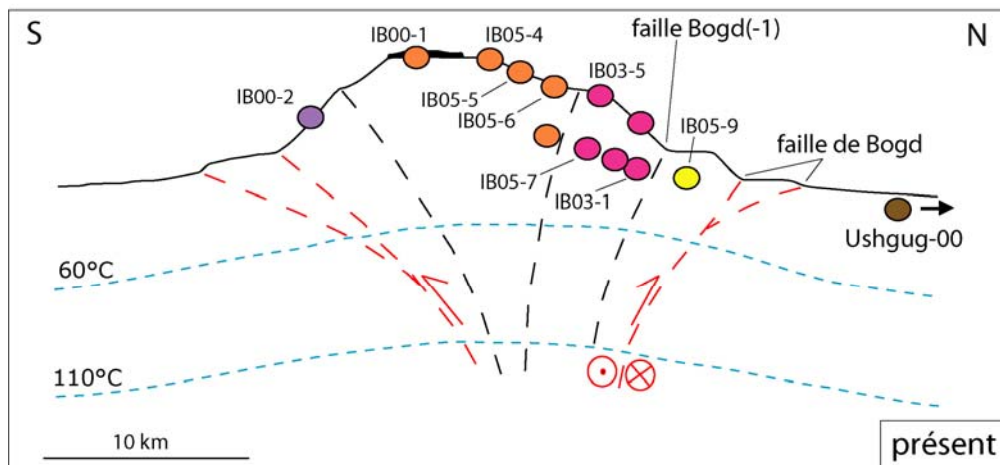
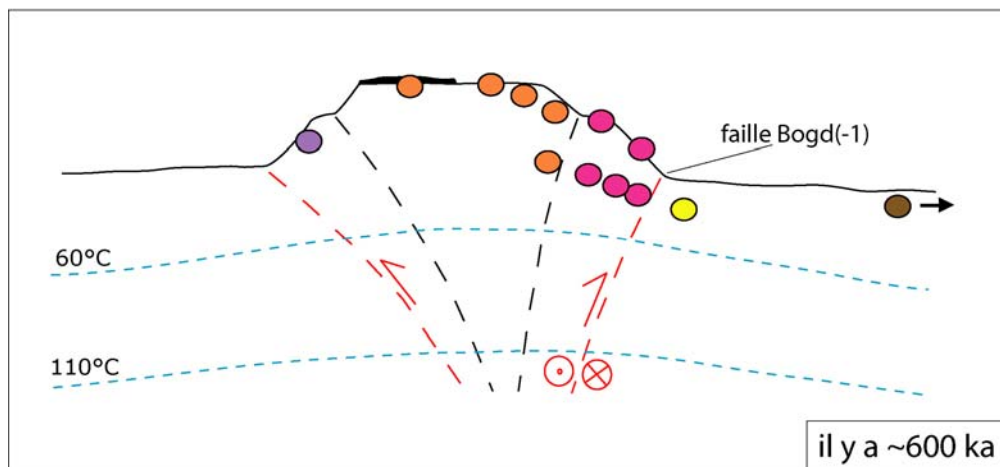
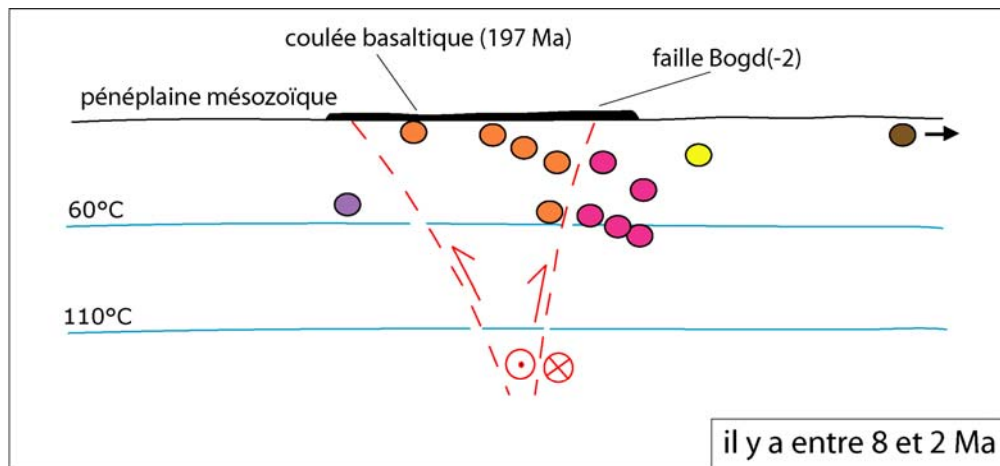


Figure III.4 : Sketch de l'évolution du massif d'Ih Bogd au cours de la surrection cénozoïque, à partir de l'analyse morphologique et des données traces de fission (le code de couleurs des échantillons est le même que dans la figure III.2). L'âge de ~600 ka correspond au début de l'activité de la faille inverse de Bogd actuelle (cf. chapitre 3.3)

3.2.3 Analyse U-Th/He sur Ih Bogd. Conclusions sur la thermochronologie basse température

Dans le cadre d'une collaboration avec Stéphanie Brichau et Danny Stockli (Université du Kansas), cinq échantillons de la mission de 2003 ont été utilisés pour des analyses U-Th/He du massif d'Ih Bogd. L'objectif était d'avoir accès à une histoire thermique pour des températures encore plus basses (entre 40° et 80°C) et donc essayer de dater des mouvements crustaux encore plus superficiels et intégrer ces données dans les modèles de refroidissement obtenus à partir des traces de fission. Les résultats des analyses U-Th/He sont résumés dans le tableau III.2 (cf. aussi Annexe C), et les âges en fonction des altitudes sont représentés dans la figure III.2, en parallèle des âges traces de fission.

Sample	Age [Ma]	± [Ma]	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U	He [ncc/mg]	mass [mg]	Ft	stddev
<i>Gobi Altay (Ih Bogd)</i>									
IB03-1-Ap1	31.4	1.9	11.0	10.2	0.93	34.2	2.4	0.67	
IB03-1-Ap2	28.9	1.7	10.1	4.9	0.48	23.2	2.6	0.68	
IB03-1-Ap3	33.2	2.0	14.7	3.2	0.22	46.9	5.7	0.75	
IB03-1-Ap	31.2	1.9	11.9	6.1	0.54	34.8	3.6	0.70	2.2
IB03-2-Ap1	48.7	2.9	18.4	10.6	0.57	83.6	2.7	0.67	
IB03-2-Ap2	44.4	2.7	18.0	17.6	0.98	78.6	3.6	0.70	
IB03-2-Ap3	48.6	2.9	18.3	12.0	0.66	92.4	4.9	0.73	
IB03-2-Ap	47.2	2.8	18.2	13.4	0.74	84.9	3.7	0.70	2.4
IB03-3-Ap1	36.9	2.2	7.3	14.1	1.93	31.6	3.0	0.64	
IB03-3-Ap2	35.1	2.1	7.7	18.0	2.32	51.2	2.6	0.62	
IB03-3-Ap3	36.1	2.2	6.8	13.0	1.92	30.5	5.2	0.68	
IB03-3-Ap	36.0	2.2	7.3	15.0	2.06	37.8	3.6	0.65	0.9
IB03-4-Ap1	81.4	4.9	14.2	8.0	0.56	114.8	3.3	0.70	
IB03-4-Ap2	87.6	5.3	14.8	9.8	0.66	128.2	3.0	0.68	
IB03-4-Ap3*	146.6	8.8	23.9	17.6	0.74	405.5	8.9	0.79	
IB03-4-Ap	84.5	5.1	14.5	8.9	0.61	121.5	3.2	0.69	4.3
IB03-5-Ap1	145.6	8.7	13.7	15.0	1.10	180.0	2.4	0.66	
IB03-5-Ap2	159.3	9.6	12.8	7.9	0.62	216.5	5.4	0.74	
IB03-5-Ap3	154.8	9.3	9.1	5.1	0.56	146.0	4.8	0.73	
IB03-5-Ap	153.2	9.2	11.9	9.4	0.76	180.8	4.2	0.71	7.0
IB03-8-Ap1	235.2	14.1	7.0	4.0	0.57	168.0	6.5	0.76	
IB03-8-Ap2	253.5	15.2	16.5	9.5	0.58	440.3	3.6	0.71	
IB03-8-Ap3	245.5	14.7	21.5	14.8	0.69	578.5	5.1	0.73	
IB03-8-Ap	244.8	14.7	15.0	9.4	0.61	395.6	5.1	0.73	9.2

Tableau III.2 : Résultats de l'analyse U-Th/He sur Ih Bogd.

Ces résultats montrent que les âges U-Th/He, aussi bien que les âges traces de fission, sont positivement corrélés avec l'altitude. Les âges U-Th/He, à l'exception de l'échantillon IB03-8, sont plus jeunes que les âges traces de fission pour des mêmes échantillons. Ceci est cohérent avec une exhumation de ces roches dans un même bloc au cours de la tectonique mésozoïque. Nous n'avons pas d'explications préférentielles pour justifier le fait que l'âge U-Th/He de l'échantillon IB03-8 soit anormalement plus élevé que l'âge traces de fission. Il est possible que cette anomalie soit liée à des paramètres intrinsèques à l'échantillon même (distribution non homogène des éléments radioactifs dans les apatites, proximité de minéraux riches en ces éléments dans la roche (Farley, 2003 ; Brichau, 2004)).

On peut remarquer que ni les âges traces de fission ni les âges U-Th/He nous renseignent sur le début de la surrection du massif d'Ih Bogd. Sa détermination est donc uniquement possible par la modélisation des données traces de fission (voir chapitre 3.2.1). Les données U-Th/He constituent des contraintes thermochronologiques supplémentaires à ces modèles. Nous avons constaté que l'intégration de ces données aux modélisations, en tenant compte des températures de fermeture proposées par Farley (2002), en fonction de la taille des cristaux et du taux de refroidissement, ne permet pas d'obtenir des chemins thermiques statistiquement valables. Nous invoquons le fait que le chronomètre U-Th/He est probablement perturbé par la longue résidence de ces roches entre 40° et 80°C (zone de rétention partielle de l'hélium) du Jurassique au Cénozoïque Supérieur. En effet, plusieurs études qui couplent ces deux thermochronomètres de basse température, dans des contextes de refroidissement lent, mettent en évidence des âges U-Th/He apparents anormalement élevés qui seraient associés à des changements des propriétés de rétention de l'hélium dans les cristaux d'apatites au cours du temps (e. g. Khon et al., 2006 ; Green et al., in press). Selon cette interprétation, tous les échantillons analysés pourraient avoir des âges U-Th/He

surestimés, et ce phénomène ne serait visible que sur l'échantillon IB03-8, dont l'âge U-Th/He théorique serait proche de l'âge traces de fission respectif.

En conclusion cette étude montre que pour un gradient géothermique moyen (25-30°C/km), les âges traces de fission ou U-Th/He de surface ne permettent pas de dater le début de la surrection d'un massif qui a été soulevé d'environ 2000 m. Ces âges intègrent des histoires plus anciennes et différentes phases de refroidissement. Par contre, la modélisation des âges traces de fission et de la distribution des longueurs de traces permet d'avoir accès aux événements les plus récents, à condition de pouvoir échantillonner des massifs profondément incisés et dont on connaît les structures actives principales.

3.3 Evolution du relief et de la déformation au cours de la surrection du massif d'Ih Bogd

Dans le chapitre précédent, nous avons pu déterminer l'âge du début de la surrection du massif d'Ih Bogd et en déduire le taux de soulèvement long terme de la surface sommitale par rapport au piedmont environnant. Maintenant nous allons analyser plus en détail les différentes étapes qui mènent du début de la surrection à l'état actuel du relief en s'intéressant aux processus tectoniques et climatiques qui affectent le massif sur des échelles de temps intermédiaires.

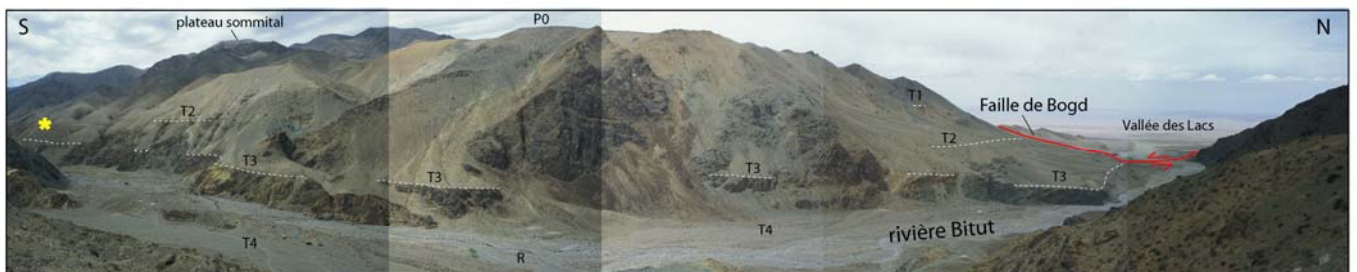
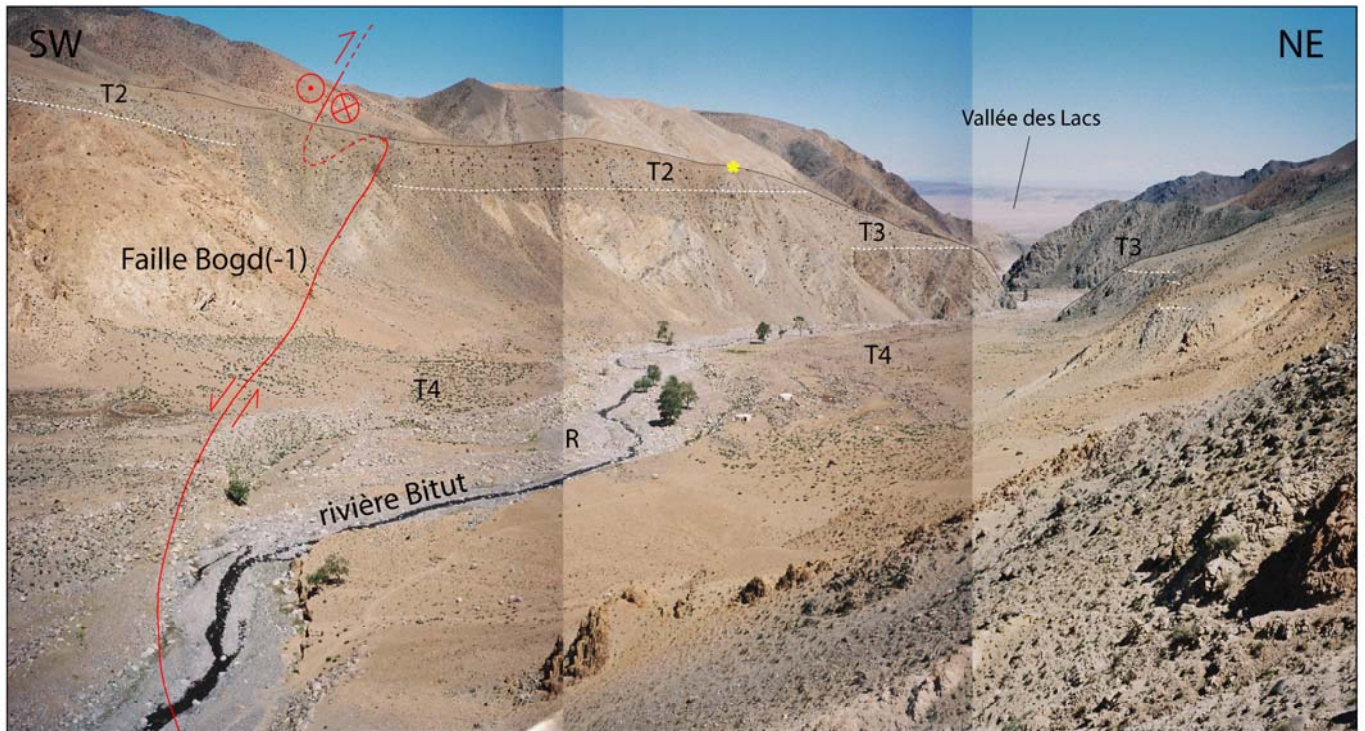


Figure III.5 : Panoramas de la vallée de Bitut, massif d'Ih Bogd, depuis l'exutoire jusqu'à la faille Bogd(-1), pour une distance d'environ 4 km. En pointillés, représentation des niveaux de base des terrasses alluviales analysées dans le chapitre 3.3.1.

Le massif d'Ih Bogd constitue un exemple exceptionnel en termes de préservation de la morphologie et de relations entre topographie et structures. Cela permet l'analyse de son évolution morphologique et tectonique sur le long terme. Par l'approche morphotectonique couplée aux datations ^{10}Be de terrasses alluviales abandonnées le long de la vallée de Bitut (Figure III.5), nous avons analysé l'histoire de l'incision long terme et sa relation avec la surrection du massif. Cette étude a permis de mieux comprendre les mécanismes et la chronologie des interactions entre climat et tectonique qui ont déterminé l'évolution de la morphologie de cette vallée au cours des derniers ~600 ka.

Le processus d'incision/abandon des terrasses constitue à la fois une réponse à la surrection du massif et à la croissance du réseau hydrographique, qui semble principalement liée à l'érosion régressive du plateau sommital. Le deuxième processus apparaît être le facteur principal dans l'évolution morphologique de la vallée, surtout dans sa partie haute, et empêche l'estimation du taux de surrection du massif à partir des taux d'incision déterminés le long de la rivière.

Les phases de dépôt et incision des surfaces alluviales sont donc contrôlées par le climat quaternaire régional, qui est caractérisé par l'alternance de périodes glaciaires longues et sèches avec des périodes interglaciaires courtes et humides dans un cycle d'environ 10^5 ans. Les surfaces alluviales se forment au moment des transitions glaciaires-interglaciaires, quand, à cause des précipitations intenses, la capacité de transport des rivières augmente fortement et permet la re-mobilisation et le transport du matériel détritique accumulé dans le bassin. L'abandon des cônes dans le piedmont est quasiment instantané, alors que l'abandon des terrasses peut nécessiter plusieurs milliers d'années. Ce retard représente le temps nécessaire aux rivières pour passer d'un régime dépositionnel à un régime érosif. Cette transition au sein du massif est probablement liée à la diminution progressive, au cours de la période interglaciaire, de la charge sédimentaire transportée par les rivières.

La morphologie ‘en escaliers’ du massif s’explique par la migration de la déformation compressive vers l’extérieur au cours du temps. Le processus de croissance est divisé en trois stades principaux, pendant lesquels le relief est contrôlé par deux failles inverses bordières. D’un stade à l’autre, la surrection peut être distribuée sur deux failles sub-parallèles sur le même flanc du massif. Sur le flanc Nord, l’activité de la faille de Bogd actuelle a commencé il y a environ 600 ka, et le dernier transfert de la déformation, quand la précédente faille bordière était encore active, a duré ~400-500 ka. Nous croyons que ce processus de croissance n’est pas terminé et que la déformation est en train de migrer sur des structures encore plus externes. En considérant que la surrection du massif est principalement contrôlée par les failles inverses, à partir du décalage vertical du cône alluvial qui a été abandonné à l’exutoire de la vallée de Bitut il y a ~100 ka, nous avons pu estimer un taux de surrection de ~0,1 mm/yr sur le Pléistocène Supérieur - Holocène.

3.3.1 Analyzing fluvial terraces and faults pattern evolution within a transpressional intracontinental massif in the Gobi-Altay (Mongolia). Implications on tectonic and geomorphologic processes.

(soumis à Tectonics)

R. Vassallo (1), J-F. Ritz (1), R. Braucher (2), M. Jolivet (1), S. Carretier (3), C. Larroque (4), A. Chauvet (1), C. Sue (5), M. Todbileg (6), D. Bourlès (2), A. Arzhannikova (7) and S. Arzhannikov (7)

(1) Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, France, (2) CEREGE, Aix-en-Provence, France, (3) LMTG, Toulouse, France, (4) Géosciences Azur, Sophia-Antipolis, Valbonne, France, (5) Département de Géologie, Université de Neuchatel, Suisse, (6) Mongolian University of Science and Technology, Ulaan Baatar, Mongolia, (7) Institut of Earth Crust, Irkutsk, Russia.

Abstract

Our study aims at better understanding the evolution, rates and patterns of faults during the building process of an intracontinental transpressional mountain (“restraining bend”). The studied restraining bend, the Ih Bogd massif (20 x 50 x 2 km³), is located along the Gobi-Altay fault system in Mongolia. To document the evolution of faults pattern and rates, we analyzed how faults have perturbed the geomorphology, which is exceptionally preserved in this region. Our approach consists in measuring incisions and offsets of fluvial terraces and alluvial fans, and dating them using cosmogenic nucleide ¹⁰Be. Our analysis shows that the massif has grown by outward migration of thrust faults through time. The growing process is divided in several stages during which the relief is controlled by two main

bounding thrust faults. Between these stages, deformation can be distributed on two sub-parallel faults on the same side of the massif. On the northern flank, the activity along the present Bogd reverse segment began ~600 ka ago. This border fault and a previous one were active together during ~400-500 kyrs. Vertical offset of an alluvial fan that was abandoned ~100 ka ago allows an estimate of 0.1 mm/yr Upper Pleistocene - Holocene uplift rate.

Moreover, analysis of fluvial terraces allows us to describe the typical fluvial response of the main river of the Ih Bogd massif during a 100 kyrs climatic cycle, consisting of a long dry (glacial) period and a short wet interglacial period. The morphology of the catchment-piedmont system strongly suggests a periodical formation of the alluvial surfaces, controlled by the climatic pulses, at the beginning of the wet periods. After the aggradational phase, an upstream propagation of the river incision leads to the rapid abandonment of the alluvial fans and then, with a lag of several thousand years, to the abandonment of the alluvial terraces at the core of the massif. The incision phase is quickly followed by a new aggradational wave, also propagating upstream.

The incision rate deduced from the different elevations of straths exceeds of one order of magnitude the rock uplift rate. This excess of incision is mostly due to ongoing drainage network growth at the core of the massif, and subsequent incision due to alluvial apron entrenchment near the outlet. This implies that the fluvial response is mainly controlled by drainage growth, interaction with piedmont and cyclic climatic variations, rather than by rock uplift.

I Introduction

Mountain building process within transpressional mountain systems often involves massifs developing within restraining bends along strike-slip faults. Such type of mountain ranges has been mainly studied in terms of structures and fault kinematics (e.g. Woodcock

and Fischer, 1986; Bayasgalan et al., 1999; Cunningham et al., 2003), but few examples have provided chronological data allowing to understand and quantify the growing process over tens of thousand years in details. For example, it is not clear whether the deformation in a restraining bend occurs on the most external faults alone or whether it is distributed on several faults, or if pre-existing structures control the location of the active faulting during the mountain widening. Establishing the chronology of fault activity should help to better understand the mechanical behavior of a pre-structured lithosphere in a transpressive context.

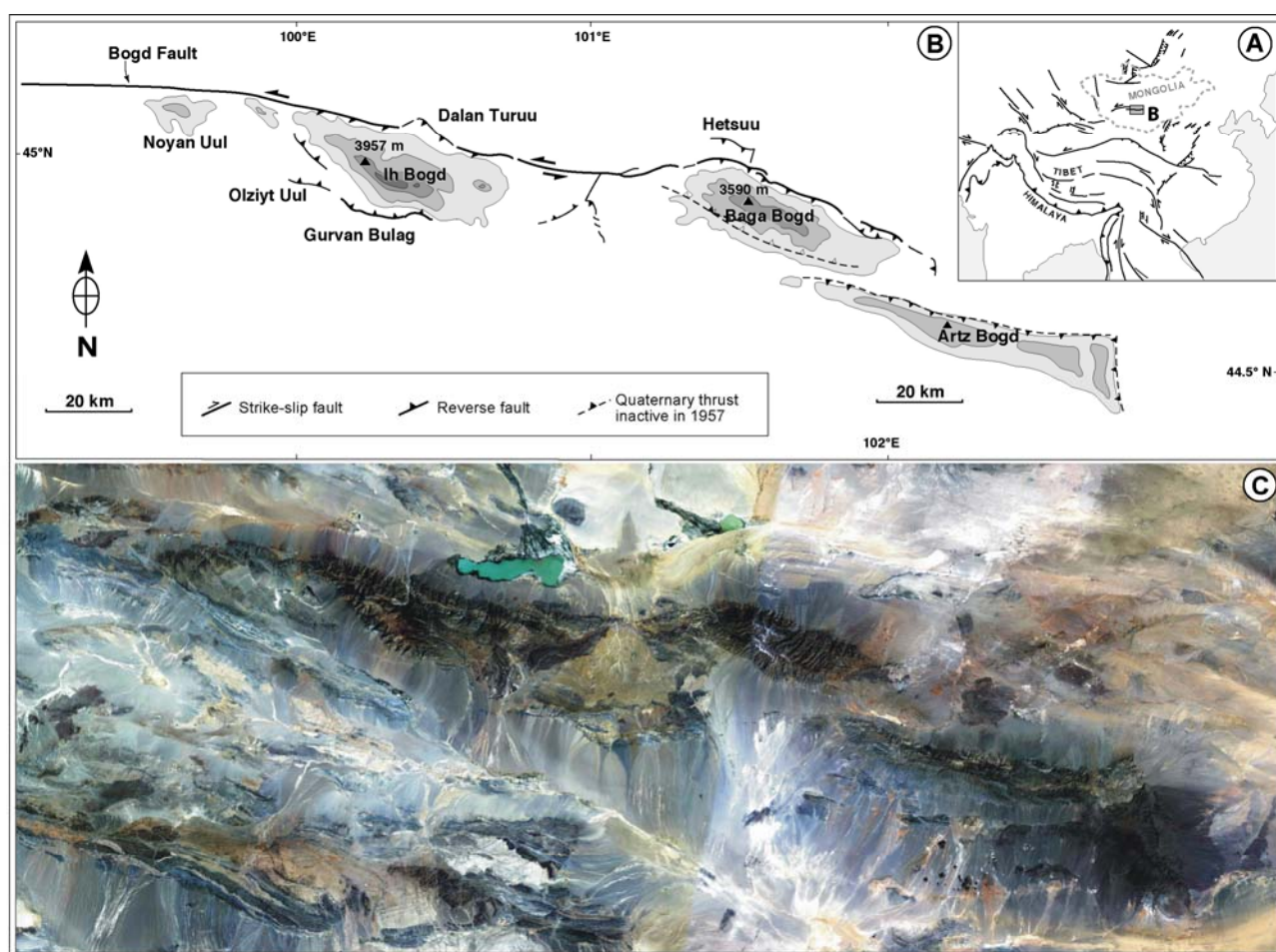


Figure 1: (A) Simplified tectonic map of Central Asia (modified after Molnar and Qidong, 1984). (B) Sketch map of the Gurvan Bogd system along the left-lateral Bogd strike-slip fault, Gobi-Altay mountain range, Mongolia (modified after Ritz et al. 2003). (C) Landsat image of the region represented in (B).

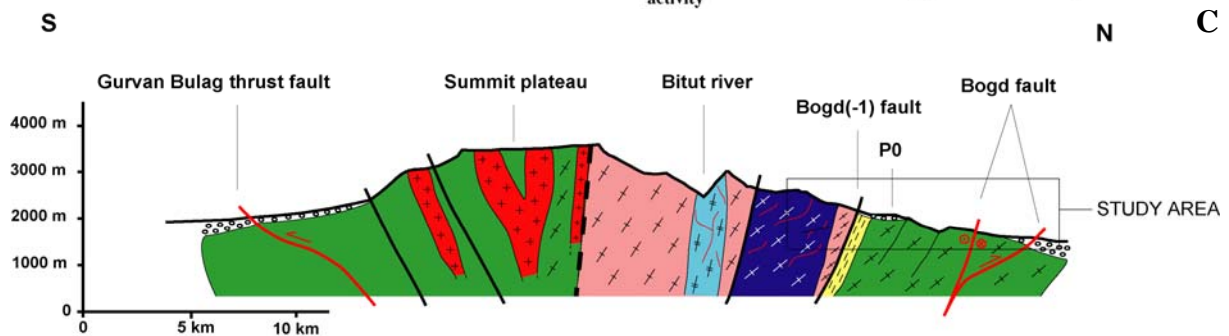
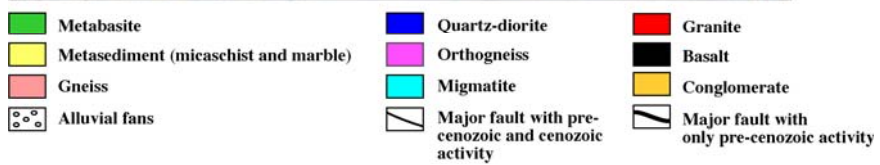
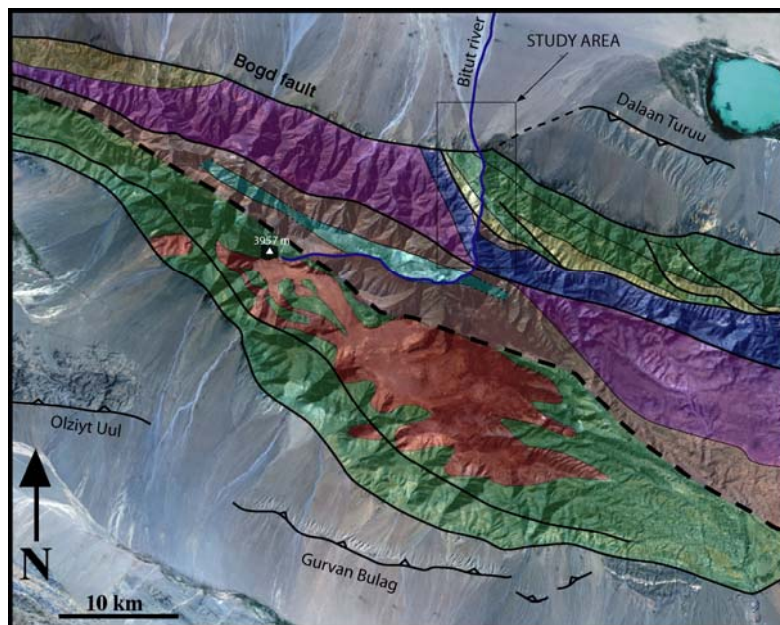
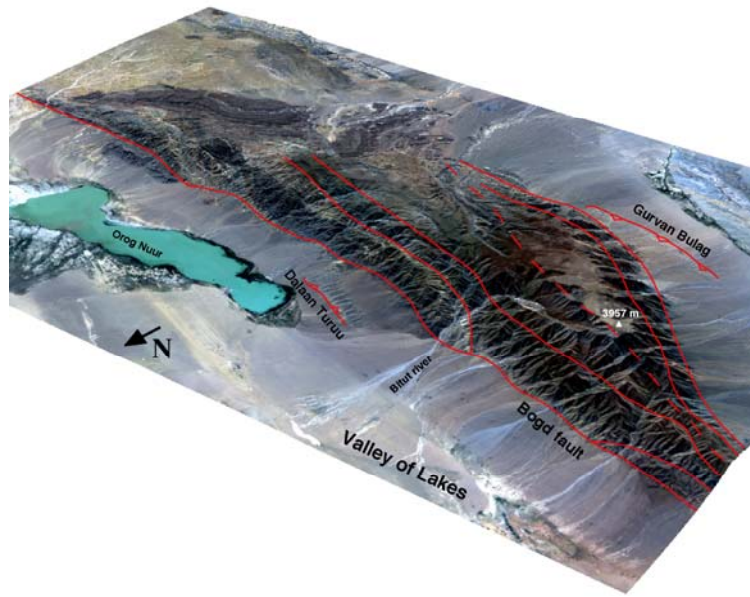


Figure 2: (A) 3D view of the Ih Bogd massif, characterized by an outstanding summit plateau and affected by the transpressive Bogd fault system. Cenozoic faults are represented in continuous lines, ante-Cenozoic faults are in dotted lines. (B) Structural and geological map of the Ih Bogd massif. (C) Corresponding structural and geological section. Active faults are represented in red.

Moreover, such a chronology has broad implications concerning the seismic potential of faults within a restraining bend. The studied restraining bend, the Ih Bogd massif, is located along the Bogd fault system in the Gobi-Altay range in Mongolia (Fig 1). It has been the focus of several morphotectonic studies, because the geomorphic markers are exceptionally preserved in this region, and because a 8.3 Mw earthquake occurred on the Bogd fault in 1957 (i.e. Ritz et al., 1995; Bayasgalan et al., 1999; Carretier et al., 2002; Ritz et al., 2003; Vassallo et al., 2005; Ritz et al., 2006).

In order to document the evolution of faults pattern and rates, we analyze how faults have disturbed the geomorphology at a regional scale, and at fault scarp scale. In particular, we map the faults and the geology in the massif, and we map the fluvial terraces and alluvial fans in a selected catchment-piedmont system. This catchment-piedmont system, the Bitut valley and fans associated in the piedmont, is the largest of the massif and displays the best-preserved levels of fluvial terraces. The alluvial surfaces are affected by different faults parallel to the mountain front, and to the main left-lateral strike-slip fault (the Bogd fault). We measure incisions and offsets of these markers using precise topographic GPS leveling and we date them using ^{10}Be . This approach allows us to establish the timing of the activity on the different faults in the Bitut valley and fans.

Moreover, the fluvial terraces are preserved enough to reconstruct paleo-river profiles correlated with alluvial fans in the apron. The fluvial terraces are likely the product of a cyclic climate with period of 100 kyrs. The control of global climatic variations on the erosion in the

massif is suggested by the morphology of the alluvial piedmont and by the ^{10}Be dating of preserved debris flows within it (e.g. Ritz et al., 1995; Ritz et al., 2003; Vassallo et al., 2005; Ritz et al., 2006). These morphologic and morphoclimatic characteristics offer the possibility of analyzing the complexity of the interactions between tectonics, climate and erosion within the Ih Bogd restraining bend. This allows us to document the geomorphic response of a river in an uplifting massif during several global climatic cycles, which has implications on the tectonic significance of strath terraces and in the understanding of the mountain building process in intracontinental domain.

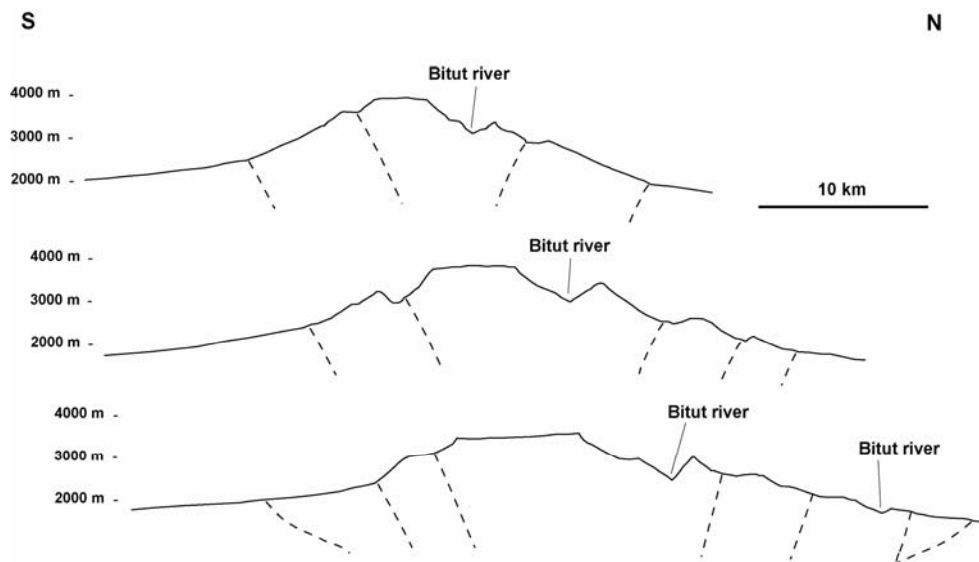


Figure 3: Topographic profiles showing a staircase morphology of the Ih Bogd massif. Flat surfaces situated on the flanks of the massifs are interpreted as ancient piedmonts uplifted by the ongoing tectonic phase.

II Tectonic setting

The Ih Bogd massif corresponds to one of the three restraining bends of the Gurvan Bogd fault system, in the eastern part of the Gobi-Altay mountain range, along the left-lateral strike-slip Bogd fault (**Figure 1**). This fault reactivates ancient structures, and runs along the northern border of the Gurvan Bogd range with a N100°E main trend. The fault ruptured

lastly with a M 8.3 earthquake in 1957 with a left-lateral-reverse focal mechanics (Florensov and Solonenko, 1965; Baljinnyam et al., 1993; Kurushin et al., 1997).

Local bends along the Bogd fault involve crustal compression and the occurrence of double-verging oblique or reverse faulting on associated segments. The Ih Bogd massif is the highest relief among the restraining bends. Like most of the other restraining bends in the Gobi-Altay and the Altay (Cunningham, 2006), this massif shows an asymmetrical tectonic structure with steeper reverse faults on the northern side than on the southern side (**Figures 2a and 2b**). However, as shown by several morphotectonic studies along the bounding thrust faults (Hanks et al., 1997; Carretier, 2000; Ritz et al., 2003; Vassallo et al., 2005; Ritz et al., 2006), the vertical slip rates on both sides are similar (0.1-0.2 mm/yr), which is consistent with the occurrence of the horizontal flat summit plateau culminating at ~4000 m, and standing about 2000 m above the surrounding piedmonts. Moreover, the presence of this summit plateau implies that uplift occurred without major tilting or folding at mountain scale. Fission tracks cooling path models suggest that this uplift started between 8 and 2 Ma, which makes the long-term Cenozoic uplift rate of the massif lying between 0.25 and 1 mm/yr (Vassallo et al., in revision for EPSL). In comparison, the vertical slip rates estimated along the bordering reverse faults during the Upper Pleistocene (0.1-0.2 mm/yr) are slightly lower (Ritz et al., 2006).

The restraining bends within the Gurvan Bogd mountain range are also characterized by the occurrence of frontal thrust faults affecting quaternary alluvial fans called forebergs (Bayasgalan et al., 1999). These structures on either sides (Dalan Turuu and Hetsuu to the North, Gurvan Bulag and Olziyt Uul to the South), located 1-5 km apart from the main relief, are sub-parallel to the massif boundaries and attest of the widening process of the massif (**Figure 1**). The lateral propagation of these faults, observed during the 1957 M8.3 Gobi-Altay earthquake, notably at the western termination of the Gurvan Bulag thrust fault

(Bayasgalan et al., 1999), also shows that the relief is growing longitudinally to the Gurvan Bogd fault system.

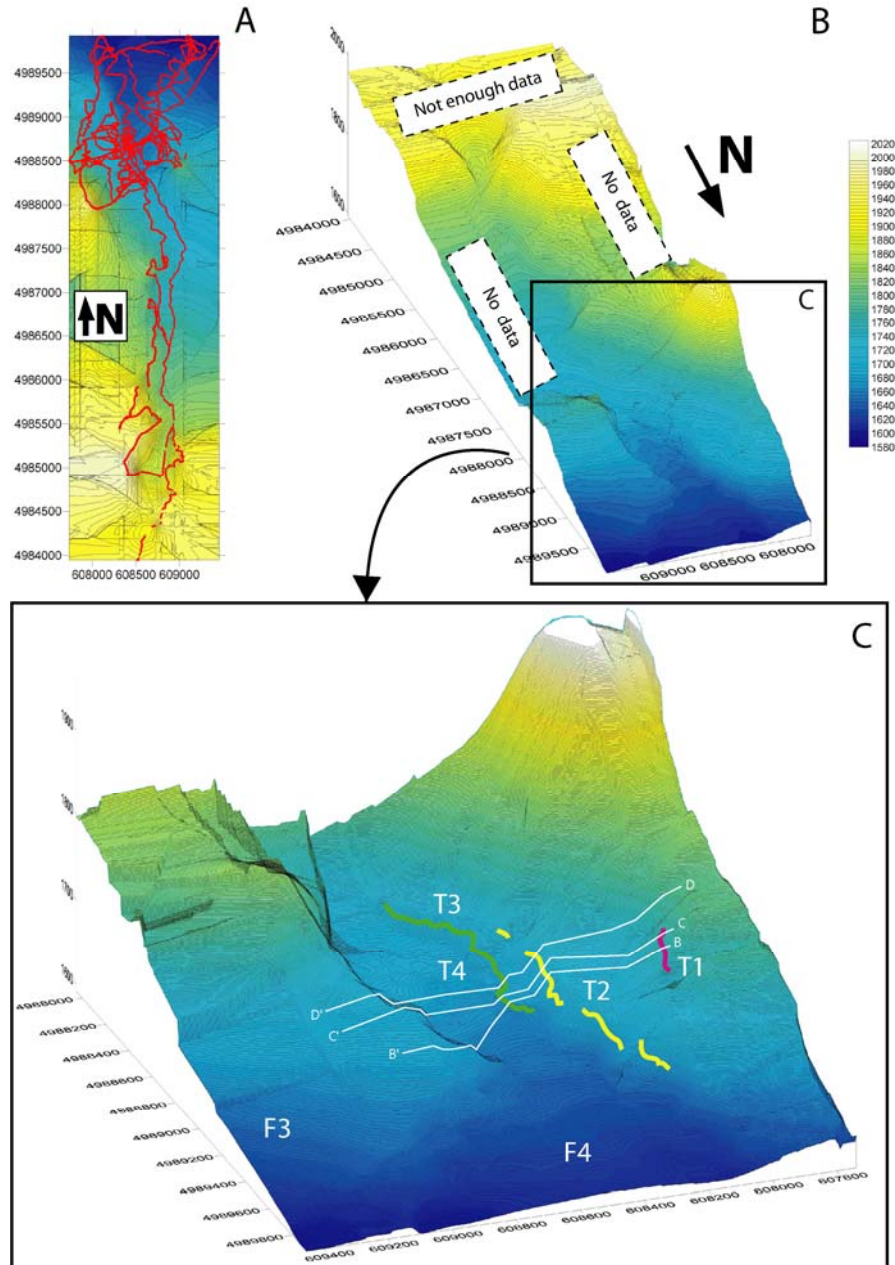


Figure 4: (A) Digital map of the the Bitut valley generated by kinematic GPS survey. Topographic data are represented. (B) Digital elevation model of the Bitut valley from the outlet to the core of the massif. (C) Close up on the outlet of the valley, with the localization of the base level of terraces T1, T2 and T3, and of the transversal sections in figure 14.

III Morphotectonic analysis

A general cross section of Ih Bogd massif shows that sub-parallel faults affect the massif, subdividing it into several tectonic units (**Figure 2**). These faults correspond to ancient structures (Florensov and Solonenko, 1965), and several of them were reactivated during the late Cenozoic tectonics as suggested by the staircase morphology of the massif (**Figure 3**). We interpreted this feature as the succession of perched erosional surfaces corresponding to ancient piedmonts located within the footwall of thrust faults. This staircase morphology and the fact that the different stepped surfaces (summit surface and ancient piedmonts) are flat suggest that the Ih Bogd massif corresponds to a pop-up structure, deforming rigidly, and which uplift is mainly controlled by reverse movement along bounding faults. Moreover, the fact that the summit surface is horizontal along a N-S section (the summit surface is slightly tilted towards the East), and does not show any tracks of ancient transverse drainage, implies that both flanks of the massif are uplifted at the same rate.

We carried out a detailed morphotectonic analysis within the northern part of the Bitut valley - the main catchment basin of the Ih Bogd massif – along which we observed well-preserved geomorphic markers affected by two faults. We mapped these markers using 1/35000 aerial photographs and by field survey. The compilation of the topographic data obtained from a kinematics GPS survey allowed us to build up digital elevation models from which we estimated the offsets along the faults, and the differences in height between the different strath terrace levels within the valley (**Figure 4**).

We now describe fluvial markers in the Bitut valley and their relationships with faults. We begin the description at the outlet of the basin and continue upstream.

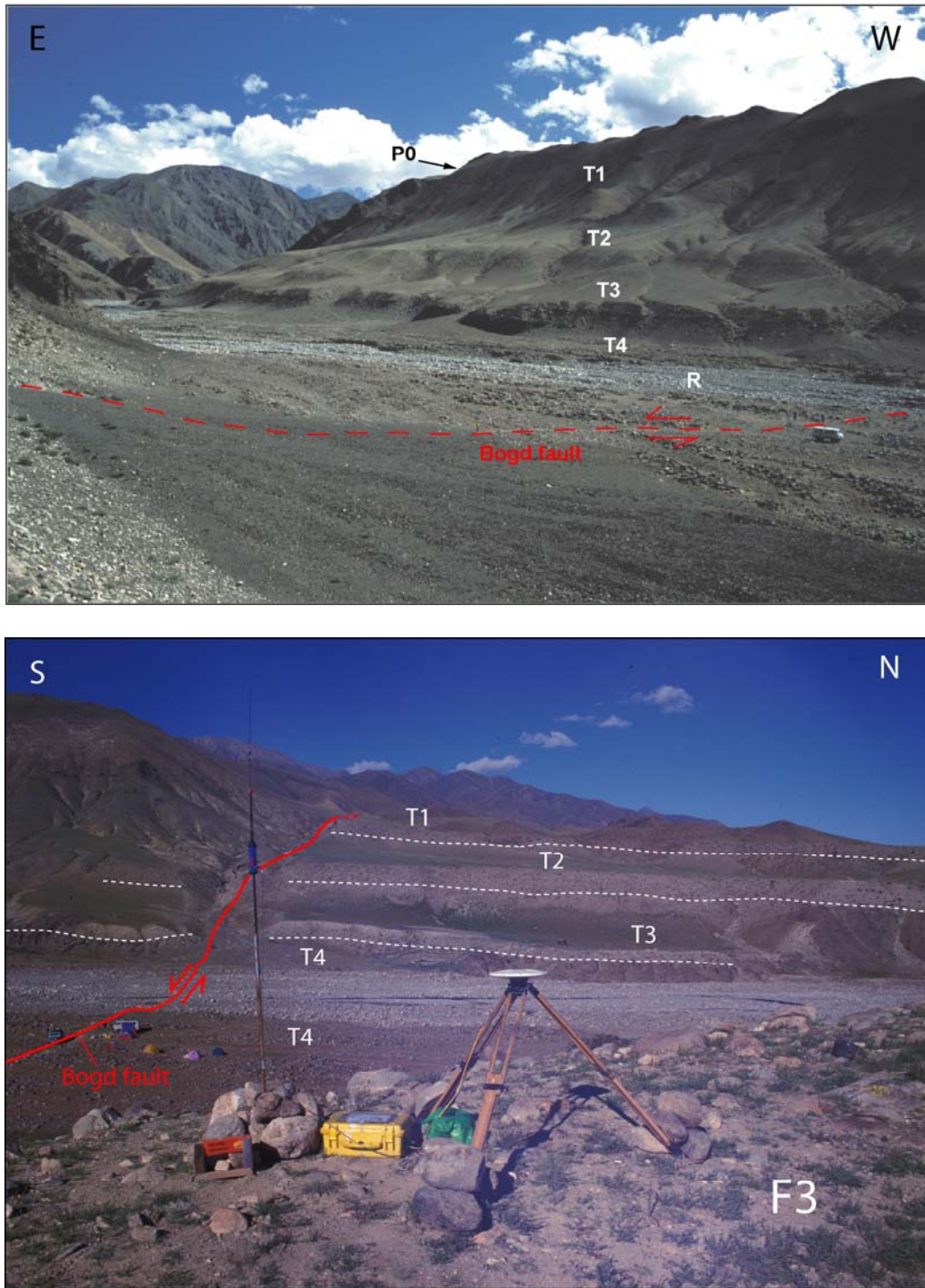


Figure 5: (A) Photograph of the outlet zone of the Bitut valley, showing its four strath terraces (T1 to T4), the present riverbed filled by sediments (R), and the left-lateral Bogd fault. An uplifted piedmont (P0) is situated behind the crest as indicated by the arrow (photo by R. Vassallo). (B) Photograph of the strath terraces affected by the left-lateral strike-slip fault segment of the Bogd fault at the outlet of the Bitut valley. In the foreground, the base receiver of the kinematic GPS with its antenna (photo by J-F. Ritz).

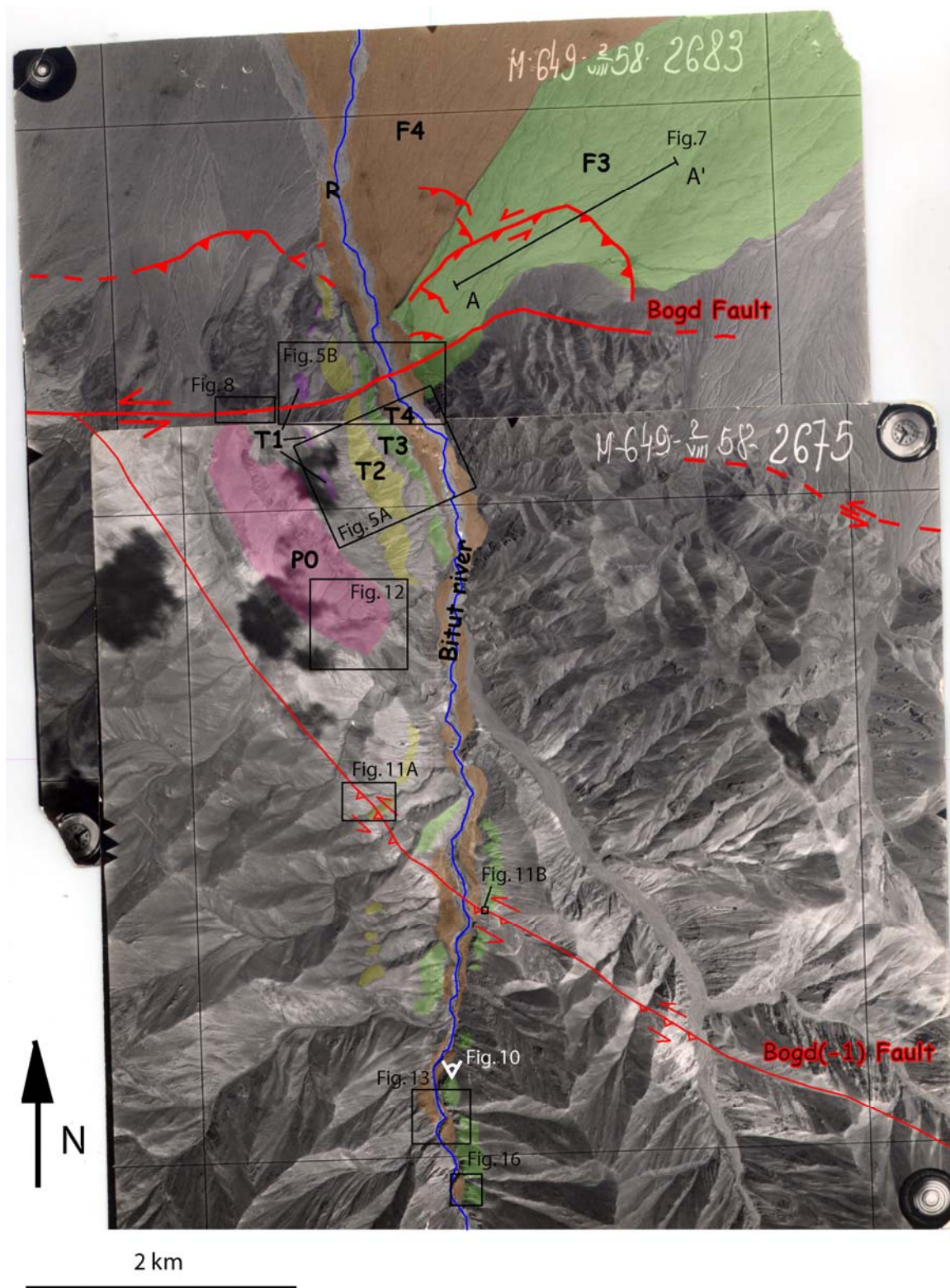


Figure 6: (A) Cartography of the fault segments and of the alluvial surfaces along the Bitut valley on aerial 1/35000 Russian photographs of 1958. The localization of the field pictures and of the topographic profile A-A' across the reverse fault scarp on the alluvial fan F3 are represented.

Outlet area - At the outlet of the drainage basin, where the Bogd fault system bounds the massif, we observed four main terraces, T1 to T4 (T4 is the lowest and therefore the youngest) (**Figures 4, 5 and 6**). These terraces are stepped strath terraces covered by alluvial deposits. Downstream the outlet of the Bitut valley, the surface of the two younger terraces (T4 and T3) connects with alluvial fan surfaces (F4 and F3, respectively). The surface of the youngest alluvial fan (F4) is embedded in the older fan (F3) over few kilometers downstream the outlet.

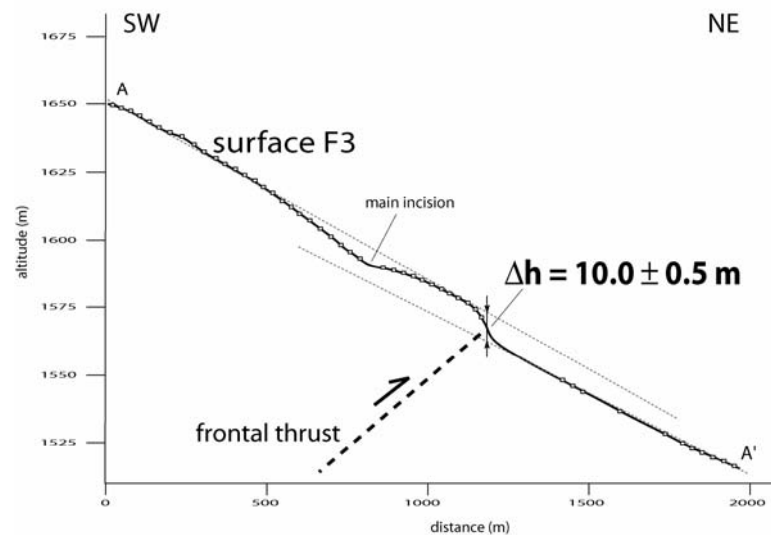


Figure 7: Topographic profile A-A' across the reverse fault scarp on the alluvial fan F3, showing a vertical offset of 10.0 ± 0.5 m.

The Bogd fault system shows slip partitioning with some complexity in the distribution of the deformation (**Figure 6**). The four terraces are affected by a pure left-lateral strike-slip segment (**Figure 5b**), which dies out rapidly to the East after having crossed the valley. Downstream, a complex system of reverse faulting trending roughly parallel to the strike-slip fault affects clearly the alluvial surface F3. On the 1958 air photographs (taken 6 months later after the 1957 earthquake), within the riser of F3 on the right bank of the Bitut river, one of the fault rupture seems to extent westwards across surface F4 over few hundred

meters. A topographic profile across surface F3 allowed estimating a vertical offset of 10.0 ± 0.5 m along the frontal reverse fault (**Figure 7**). The same vertical offset was measured across the lateral ramp that connects the easternmost reverse fault with distributed reverse fault system at the outlet.

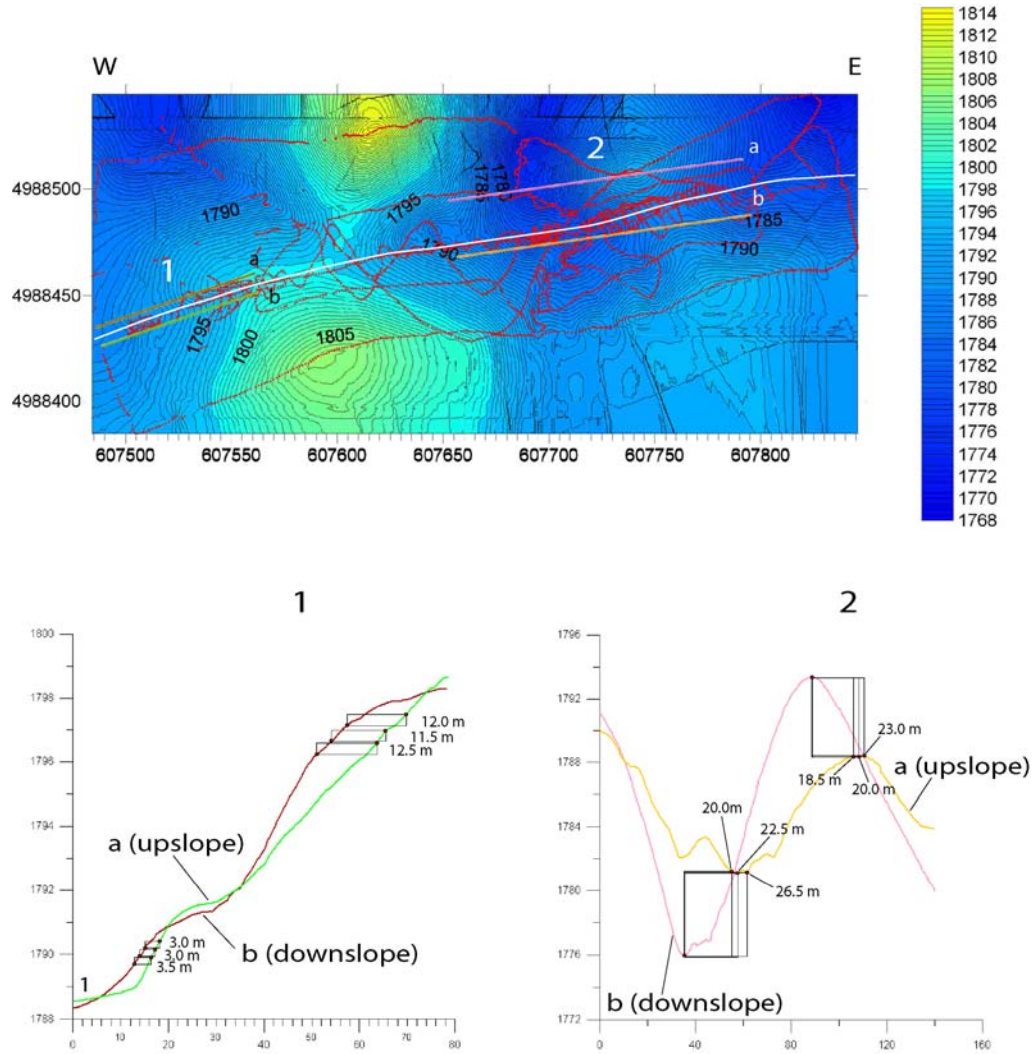


Figure 8: (A) Digital map of the site surveyed by kinematic GPS along the Bogd fault, 1 km to the West of the Bitut valley. Topographic data and localization of profiles 1 and 2 are represented. (B) Topographic profiles 1a, 1b, 2a and 2b, upslope and downslope the fault, allowing to estimate lateral offsets of different morphotectonic markers. Lateral offsets are calculated subtracting the apparent vertical offsets (height of the rectangles) determined by the general slope of the topography toward the North, and by measuring the horizontal distance between markers offset by the fault (hill's flank, talweg, ridge).

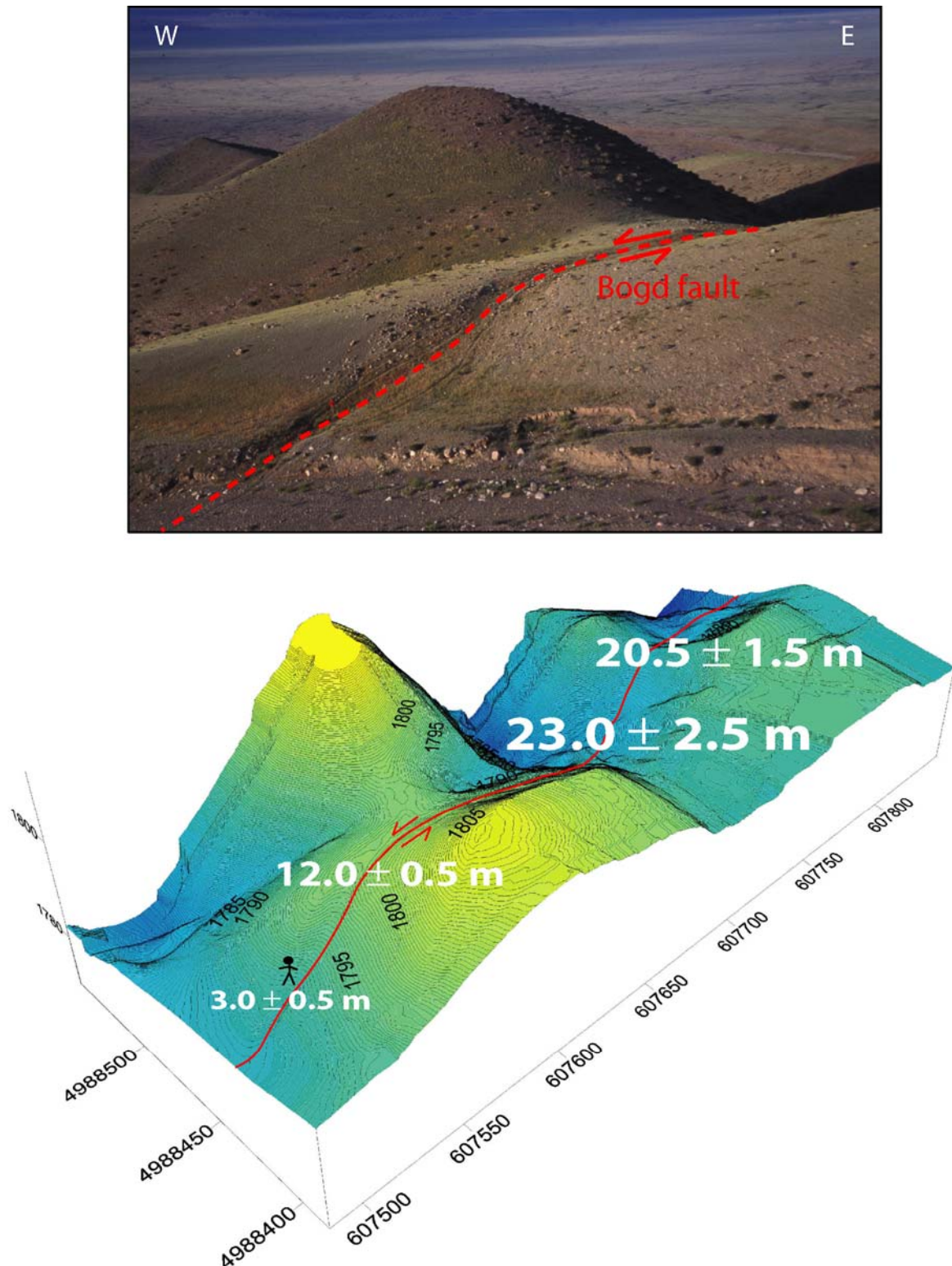


Figure 9: (A) Photograph of the left-lateral strike-slip Bogd fault at the site described in figure 8. The scale is provided by M. Jolivet on the left of the picture, along the trace of the fault (photo by J-F. Ritz). (B) Digital elevation model of this site, with co-seismic and cumulated lateral offsets estimated for different markers.

The strike-slip segment does not displace very much the alluvial markers (**Figures 5b and 6**). From a detailed Digital Elevation Model of the fault zone 1 km to the West of the Bitut valley (**Figure 8**), we estimated the largest cumulative left-lateral offset to be around 20-25 m, and the 1957 co-seismic offset to be 3.0 ± 0.5 m (**Figure 8 and 9**). This last value is consistent with the horizontal 1957 co-seismic offset measured by Kurushin et al. (1997) on the same fault segment in the Bitut valley (3-4 m) and 1 km westward from this site (3.9 ± 1.0 m). Measurements of offset features show that offsets are more or less multiple of 3 m, suggesting that this value is a characteristic slip (see Schwartz and Coppersmith, 1984) on this segment (**Figure 9**).

Fluvial deposits throughout the Bitut valley are mainly debris-flows, constituted of metric, often quartz-rich boulders encased in a sandy-silty matrix. The thickness of the deposits is variable from one terrace to another, ranging from a few meters up to a dozen of meters (**Figure 5b**). At the outlet, the oldest terrace T1 appears discontinuous and highly affected by the erosion as shown by the thinness of the deposits. The few remaining weathered boulders are imbedded in the matrix, and the downstream slope of T1 surface is about 6° . The two intermediate terraces T2 and T3 look pretty similar and are characterized by flat gently dipping surfaces (between 3° and 4°), which attest of a lower denudation than T1. A few meters thick horizon of fluvial material cover the bedrock and corresponds to meter-size granite boulders encased in a sandy matrix with some of them standing above the surfaces. The youngest terrace T4 is the best preserved with a still visible bar-and-swale morphology within areas where the valley widens (intra-mountainous areas and outlet of the Bitut valley). Large granite boulders are forming the bars ridges, while finer material is accumulated within the swales. It is not possible to estimate the thickness of the T4 deposits under which the bedrock crops out discontinuously along short distances. The present river

runs into T4 deposits, and carries a fluvial load constituted of rounded boulders similar to those found within the terraces. The thickness of this alluvial load is unknown, as well as the depth of the bedrock under the present riverbed. The bedrock strath level of terrace T4 becomes visible ~5 km upstream (**Figure 10**). Like the older abandoned strath levels, T4 strath level appears as a roughly planar surface.

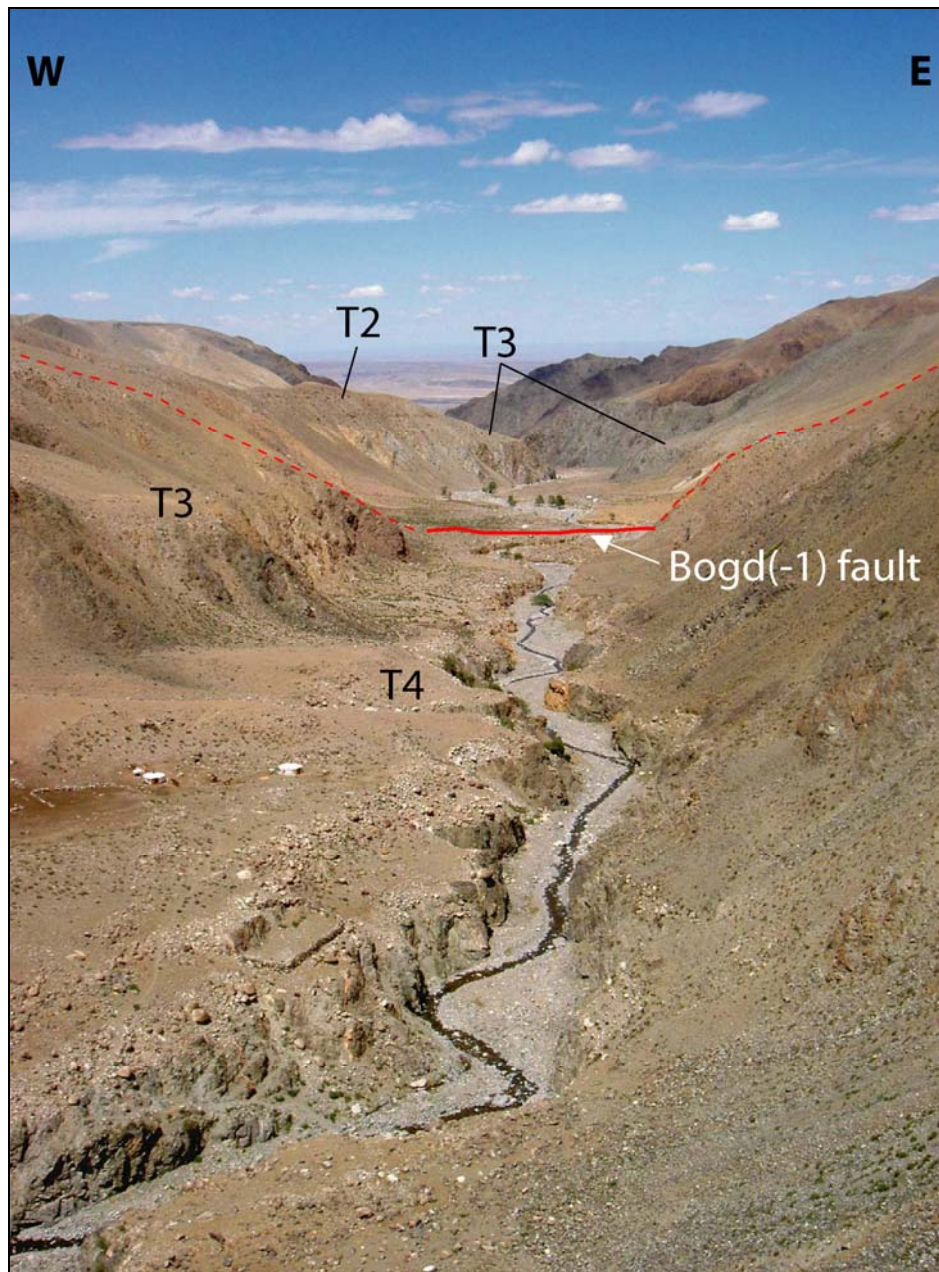


Figure 10: Photograph of the Bitut valley showing the progressive downstream filling of the canyon by present river sediments. The canyon completely disappears at the level of the Bogd(-1) fault (photo by R. Braucher).

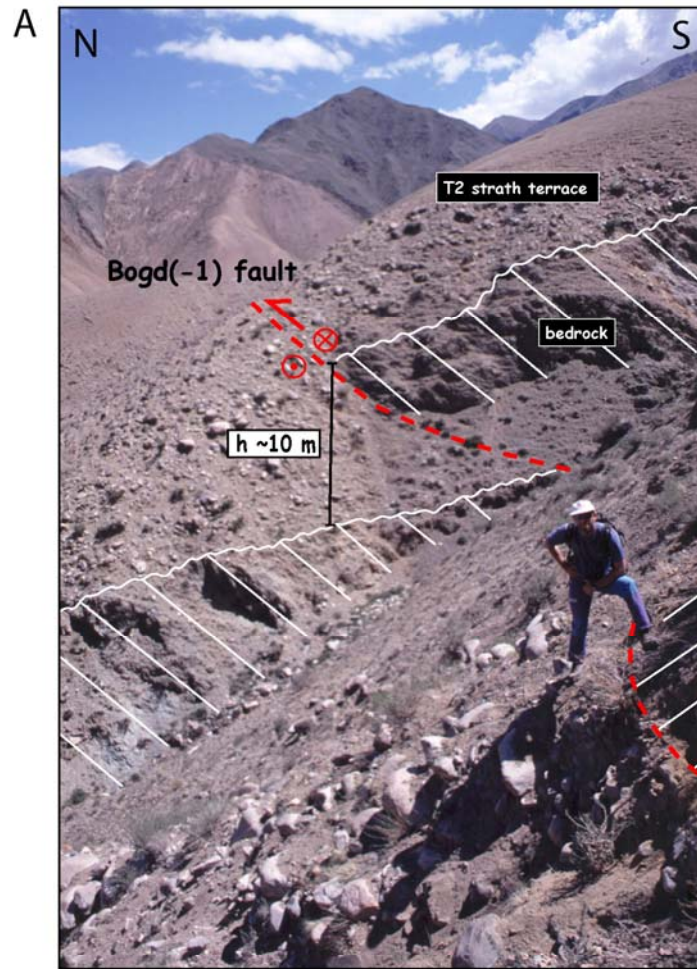


Figure 11: (A) Vertical offset of ~10 m of the base level of the alluvial terrace T2 along the Bogd(-1) fault (photo by J-F. Ritz). (B) Sub-vertical gouge along the same fault zone, within the micaschists formation situated just north of a tectonic contact with gneisses (photo by A. Chauvet).

Upstream the Bitut valley - Except T1, the other three terraces can be followed upstream for several kilometers. Four kilometers upstream the outlet, T2 appears affected by a fault sub-parallel to the main Bogd fault, that we called the “Bogd(-1)” fault. This fault trends N120°E and dips 70°S (**Figures 6 and 11a**). T2 deposits are thicker in the footwall than in the hangingwall and the T2 base level is vertically offset by ~10 meters. The fault does not affect the strath terrace T3 showing that its activity ceased between the abandonment of T2 and the formation of T3.

Within the bedrock (micaschists), a gouge zone 0.5 to 2 m thick (**Figure 11b**) shows left-lateral wrenching criteria, that we observed over several kilometers along the Bogd(-1) fault. Slip indicators within the fault zone have a pitch of 30° to the West, showing that a reverse component is associated to the strike-slip one. Further west, this fault bends progressively to the North where it separates the relief to the South from a wide and sub-planar surface to the North. This surface is incised, but its original geometry and contour can be easily identified in the field, as well as on air photograph: it corresponds to a perched remnant surface of ~3 km long by ~1 km wide. On its top, where it is the best preserved, the surface contains few weathered boulders (**Figure 12**). We interpreted this surface as an ancient piedmont (P0) at the footwall of the Bogd(-1) fault during an earlier stage of the mountain building process (**Figure 3**).

At the core of the massif, about 7 km from the northern boundary, the valley narrows and only the two younger terraces, T4 and T3, are preserved. The difference in height of the two strath levels increases upstream. T4 appears as a flat, gently downstream dipping surface with standing boulders, while T3 is clearly affected by stronger erosion as shown by its surface dipping towards the valley axis. A 25 m deep canyon cuts into terrace T4 and the underlying bedrock (**Figure 13**). At this site, the canyon is almost free of alluvial material. The present alluvial load fills up progressively the canyon downstream (**Figure 10**).

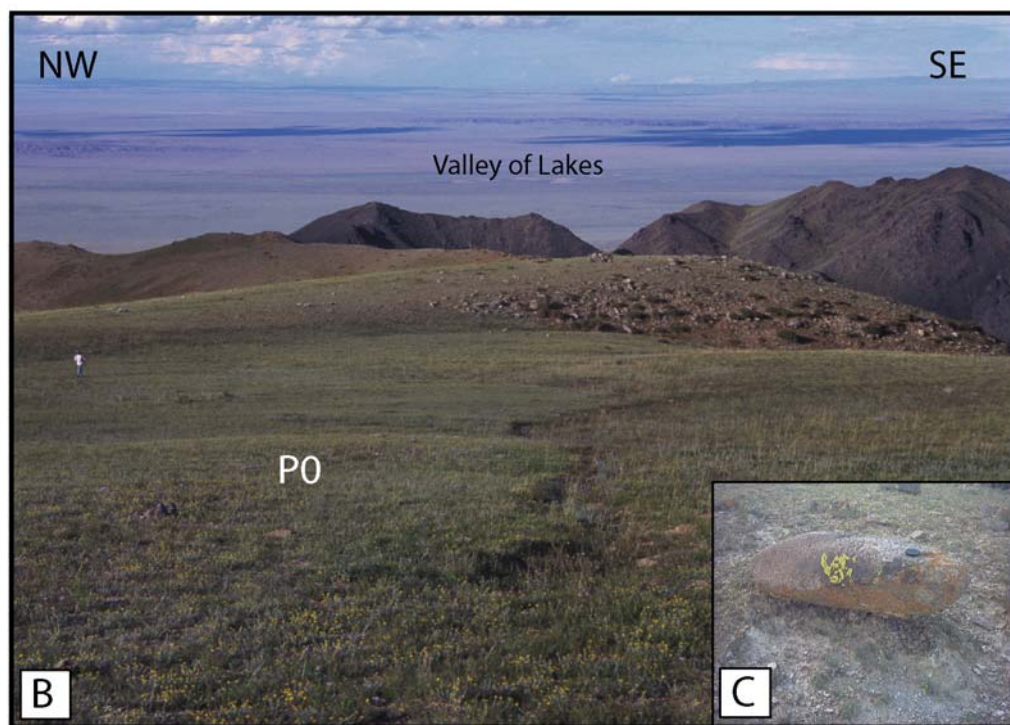
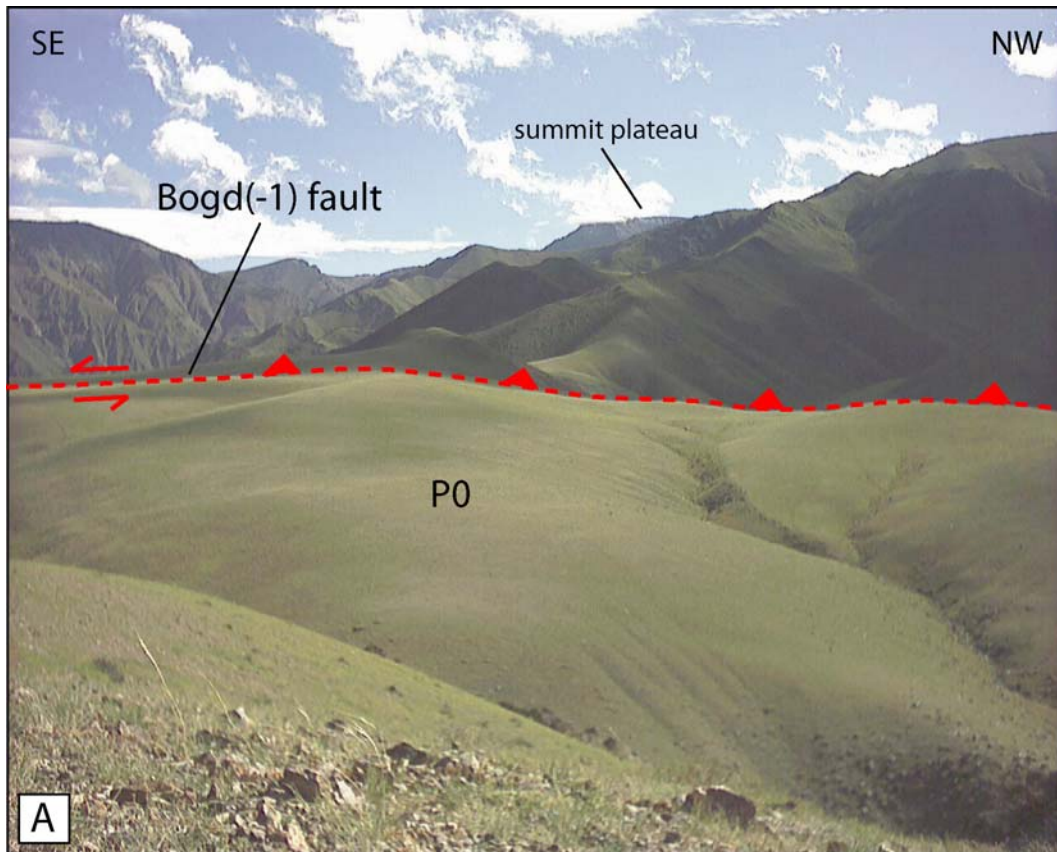


Figure 12: (A) View upslope of the piedmont surface P0 and of the Bogd(-1) fault (photo by R. Vassallo). (B) View downslope of the same surface, with the present piedmont in the background (photo by J-F. Ritz). (C) Typical metric-size boulder encased in this surface (photo by R. Vassallo).

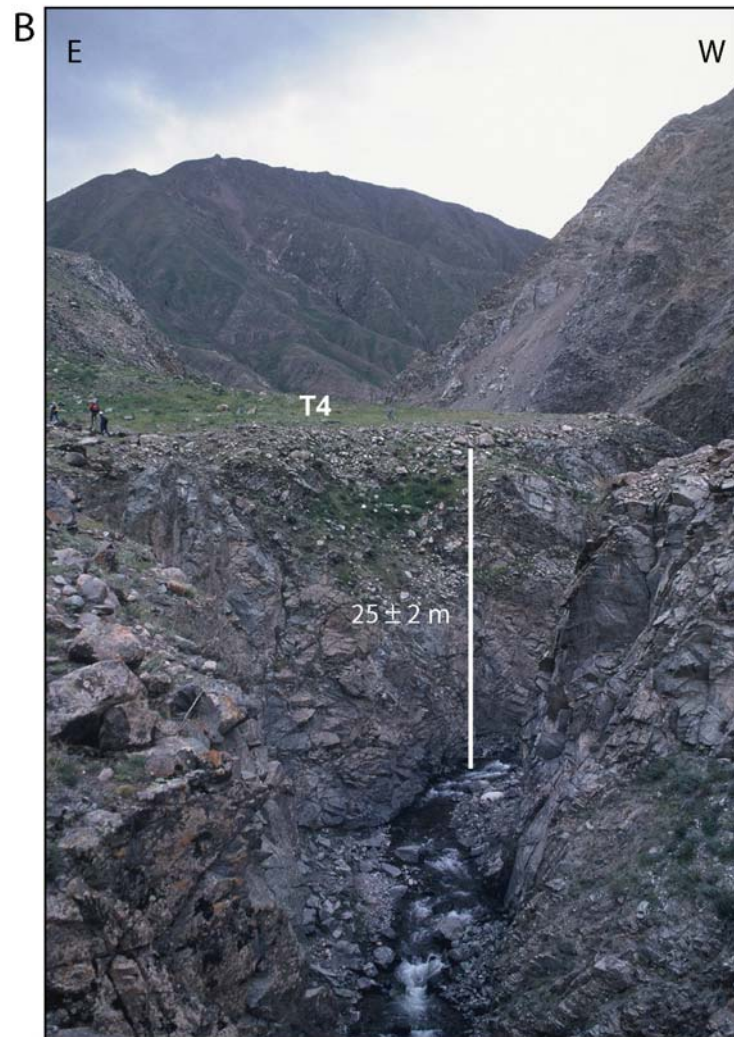
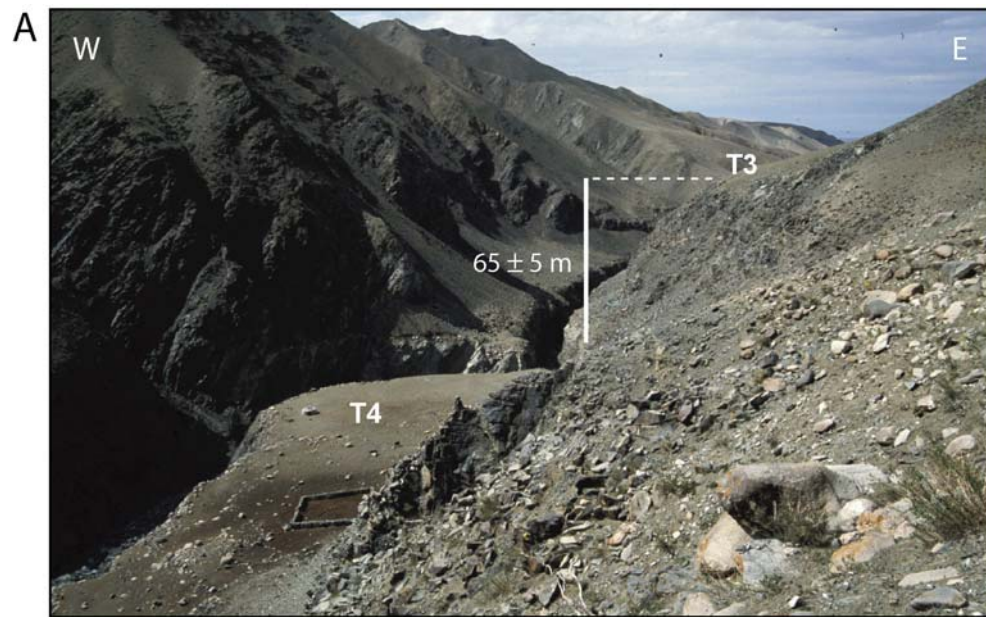


Figure 13: (A) Photograph of terraces T3 and T4 at the core of the massif. (B) Photograph of the canyon carved into the bedrock under terrace T4 (photos by R. Vassallo).

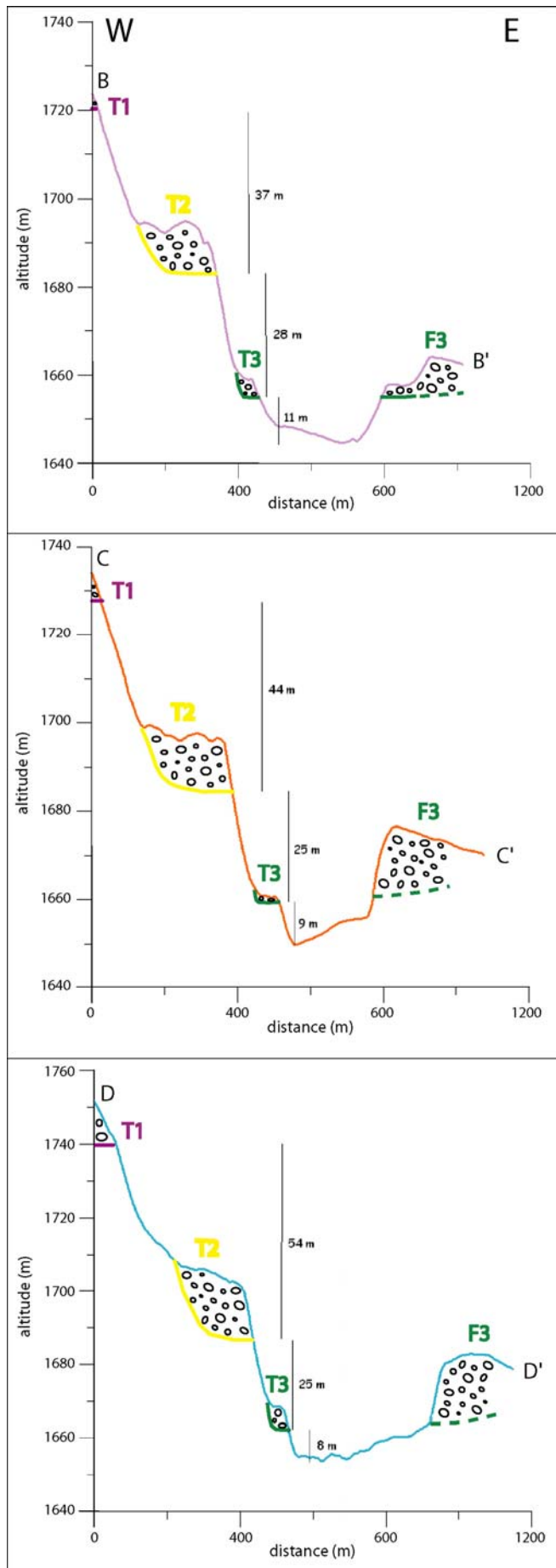


Figure 14: Transversal sections across the river at the outlet of Bitut valley and vertical differences in height between the strath terraces T1-T2, T2-T3, and T3-riverbed. See figure 4c for localization.

Heights of the strath levels along the Bitut valley - At the outlet of the valley, the heights of the strath levels of the three older terraces (T1 to T3) above the alluvial riverbed, which is filled by an unknown thickness of sediments, are 80 ± 5 m, 35 ± 3 m, and 9 ± 1 m, respectively (**Figure 14**). Inside the massif, where the river is almost sediment-free and flows in a narrow canyon carved in the bedrock, T4 and T3 are situated 25 ± 2 m and 90 ± 5 m above the riverbed, respectively (**Figure 13**). Between these two sites, strath levels diverge progressively along a vertical axis (**Figure 15**).

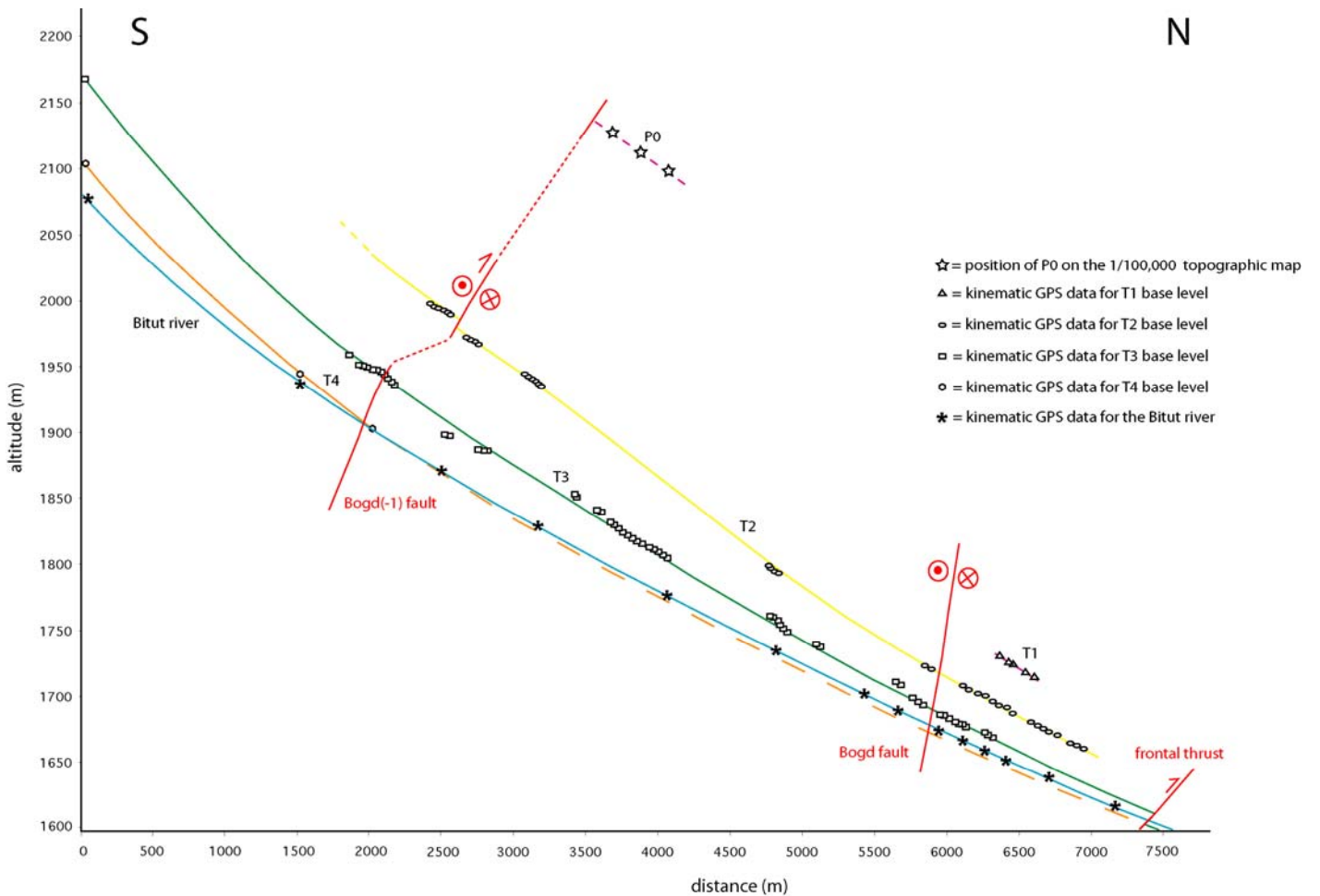


Figure 15: Longitudinal profiles of the base levels of the strath terraces along the Bitut river, obtained from kinematic GPS data and 1/100,000 Russian topographic map.

IV ^{10}Be analysis

We used in situ produced ^{10}Be to determine the concentrations in quartz from granite boulders exposed within the terraces. This method allows dating quartz-rich material over few hundred thousand years (e.g. Lal, 1991; Brown et al., 1991; Brook et al., 1993; Bierman, 1994; Gosse and Phillips, 2001; Jackson et al., 2002). In the age calculation, the ^{10}Be inheritance and the erosion rate are key parameters, which relative importance depends on the age of the terrace. The importance of the inheritance is larger when surfaces are younger than a few tens of thousand years while the erosion becomes a critical point when dealing with surfaces older than fifty thousand years (e.g. Anderson et al., 1996; Siame et al., 2000; Ritz et al., 2006). We therefore adapted our sampling strategy in consequence.

Sampling has been carried out at the outlet of the Bitut valley for all the surfaces, and at different points along the valley for T3 and T4, which is the only continuous and well-preserved marker over several kilometers. All boulder sampled are granitoids. For the youngest surface (T4) we sampled tops and, in some cases, bottoms of the surficial boulders, whose ^{10}Be concentration strongly depends on the pre-exposure history. This type of sampling was made in order to estimate the abundance of the inherited ^{10}Be with respect to the total ^{10}Be , and determine a maximum exposure age for this terrace. For the oldest strath terrace (T1), which clearly appears less preserved than the others, we sampled outcropping boulders to determine a minimum exposure age or, in case of concentration at the steady state, a maximum erosion rate. Finally, for the intermediate terraces T2 and T3 showing similar geometry and morphology, we collected samples both at surface and in soil pits up to 2 m deep, in order to analyze the ^{10}Be distribution at depth. This last analysis allows checking the negligibility of the inherited ^{10}Be before deposition (if the ^{10}Be concentration decreases exponentially as predicted by physical laws). If the misfit between the distribution of concentrations at depth and the theoretical model is small, a Chi-square inversion of the ^{10}Be

distribution along the profile allows estimating the erosion rate (Siame et al., 2004; Ritz et al., 2006). Surficial boulders are largely encased in the matrix and present dark varnish diminishing from their top to the ground level. They are ~1 m diameter in average, standing out of the ground surface up to a few tens of centimeters, and were sampled in their upper part to minimize the shielding factor. Boulders collected within the soil pits are ~10 cm diameters in average.

At the core of the massif, where a 25 m incision is observed in the bedrock, we sampled a vertical profile of 11 m in a quartz vein along one of the walls of the canyon (**Figure 16**). The exposure age of this wall corresponds to a minimum age for the last major incision that affected the massif. It also allows a comparison with the dating of T4 deposits capping the top of the strath terrace, and whose time of abandonment should be the same of the canyon formation.

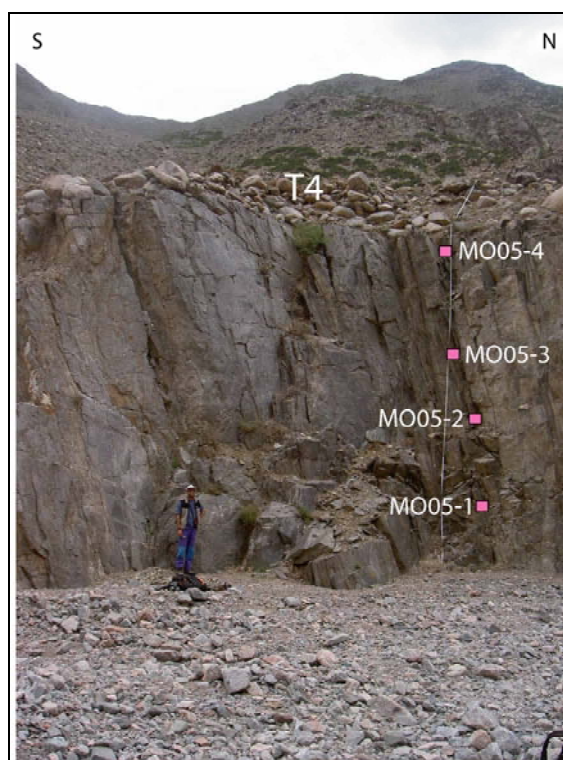


Figure 16: Photograph of the sampled wall in the bedrock along a quartz vein at the core of the massif (photo by R. Braucher). At this site the canyon is partially refilled because of the proximity to a small landslide, occurred in 1957 after the M8.3 earthquake, stopping the sedimentary flux downstream.

Samples were prepared following the chemical procedures described by Brown et al. (1991). ^{10}Be analyses were performed at the Tandétron Accelerator Mass Spectrometry

Facility, Gif-sur-Yvette (INSU-CNRS, France) (Raisbeck et al., 1987). The ^{10}Be analyses were calibrated against NIST Standard Reference Material 4325 using its certified $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $(2.68 \pm 1.4) \cdot 10^{-12}$. Production rates have been calculated following Stone (2000) using the modified scaling functions of Lal (1991) and a modern ^{10}Be production rate in quartz of $5.1 \pm 0.3 \text{ atoms.g}^{-1}\text{yr}^{-1}$ at sea level and high latitude. Because incoming cosmic rays are shielded by the surrounding topography, geomorphic scaling factors have been calculated following Dunne et al. (1999).

Changes of the paleomagnetic field intensity have a significant effect on cosmogenic nuclide production rates at low-latitude sites (Carcaillet et al., 2004) and for exposure ages higher than a few tens of kyrs (Masarik et al., 2001). Scaling procedure provided by Pigati and Lifton (2004), based on both the geomagnetic intensity modulation and the polar wander, changes the integrated (i. e. intensity-corrected) ^{10}Be production rates by up to 17 %. Methods and factors of correction for these paleomagnetic effects remain a matter of debate and uncorrected ages do not significantly differ from intensity-corrected ages, so that interpretation is deliberately based on the uncorrected ages (given in $^{10}\text{Be-ka}$). This approach allows straightforward correction for future refinements in production rates histories and paleomagnetic intensity corrections.

To estimate exposure ages from boulders embedded in alluvial terraces as well as both erosion rates and exposure ages from depth profiles, the following equation was used:

$$C(x, \varepsilon, t) = C_{inh} \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0 \cdot p_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \left[1 - e^{-t(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda)} \right] + \frac{P_0 \cdot p_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - e^{-t(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda)} \right] + \frac{P_0 \cdot p_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - e^{-t(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda)} \right] \quad (1)$$

where $C(x, \varepsilon, t)$ is the ^{10}Be concentration function of depth x (g/cm^2), erosion rate ε ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{yr}$) and exposure time t (yr); Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$, and $\Lambda_{\mu f}$ are the effective apparent attenuation lengths (in g/cm^2), for neutrons, slow muons, and fast muons, respectively; p_n , $p_{\mu s}$ and $p_{\mu f}$ are the relative contributions to the ^{10}Be production rate of the three reactions ($p_n + p_{\mu s} + p_{\mu f} = 100\%$); P_0 is the production rate at the surface taken from Stone (2000), and C_{inh} represents the inherited ^{10}Be concentration potentially acquired by the sample during exposure to cosmic rays prior to emplacement in their sampling position. All calculations were performed using attenuation lengths of 150, 1500, and 5300 g/cm^2 with associated relative contributions to the total surface production rate of 97.85%, 1.50%, and 0.65% for neutrons, slow muons and fast muons, respectively. These values are based on field-calibrated measurements (Braucher et al., 2003). For the soil profiles, we modeled theoretical curves from the data using the Chi-square inversion procedure described in Ritz et al. (2006), based on the following equation:

$$\text{Chi-square} = \sum_{i=1}^n \left[\frac{C_i - C(x_i, \varepsilon, t)}{\sigma_i} \right]^2 \quad (2)$$

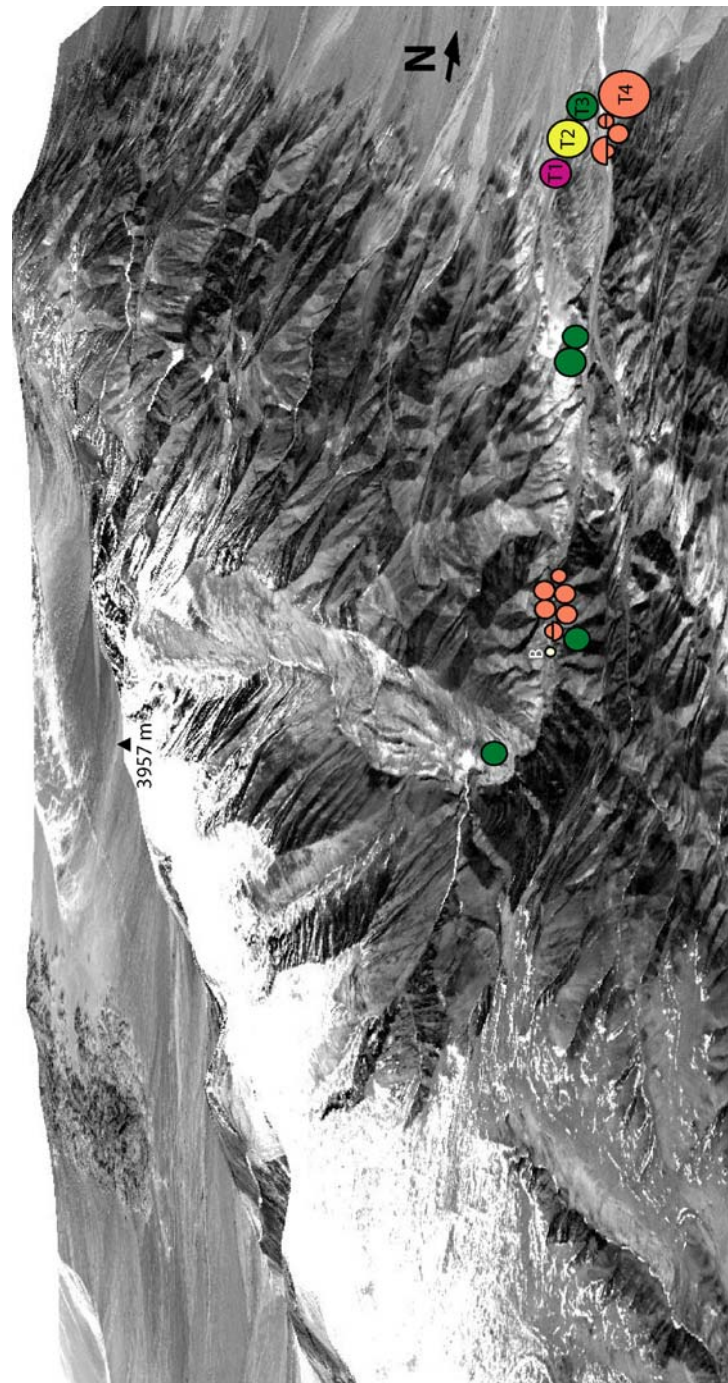
where C_i is the measured ^{10}Be concentration at depth x_i , $C(x_i, \varepsilon, t)$ the theoretical ^{10}Be concentration determined using equation (1), σ_i the analytical uncertainty at depth x_i , and n is the total number of samples in the profile.

IV.1 Results of the ^{10}Be analysis

The results of the ^{10}Be analysis are presented in **Table 1**, and in **Figures 17** and **18**. At the outlet of Bitut valley, the results show that, for each terrace, surficial concentrations are similar among boulders. Only a few outlying data have significantly different values ($> 2\sigma$ uncertainty intervals), and were not taken into account for surface dating (see discussion in next section).

Surface	Sample	altitude (m)	P0 (at/g/yr)	10Be (at/g)	Uncertainty (at/g)
T1(outlet)	MO-03-01	1720	20.5	1.35E+06	1.22E+05
T1(outlet)	MO-03-02	1720	20.5	1.30E+06	1.01E+05
T1(outlet)	MO-03-03	1720	20.5	1.51E+06	1.65E+05
T1(outlet)	MO-03-04	1720	20.5	1.62E+06	1.34E+05
T1(outlet)	MO-03-05	1720	20.5	1.13E+06	8.41E+04
T1	weighted mean			1.31E+06	5.00E+04
T2(outlet)	MO-03-07	1690	20.1	2.08E+06	1.17E+05
T2(outlet)	MO-03-10*	1690	20.1	1.23E+06	7.38E+04
T2(outlet)	MO-03-11	1690	20.1	1.75E+06	1.08E+05
T2(outlet)	MO-03-12	1690	20.1	1.87E+06	2.29E+05
T2 (profile)	MO-03-T2-TOP	1690	20.1	1.69E+06	1.47E+05
T2 (profile)	MO-03-T2-40	1690	20.1	1.09E+06	1.39E+05
T2 (profile)	MO-03-T2-60	1690	20.1	8.22E+05	1.66E+05
T2 (profile)	MO-03-T2-125	1690	20.1	3.39E+05	5.21E+04
T2 (profile)	MO-03-T2-160	1690	20.1	4.29E+05	9.93E+04
T2 (profile)	MO-03-T2-200	1690	20.1	1.33E+05	3.08E+04
T2	weighted mean			1.90E+06	7.49E+04
T3 (outlet)	MO-03-14*	1650	19.4	7.95E+05	8.01E+04
T3 (outlet)	MO-03-16	1650	19.4	1.32E+06	1.29E+05
T3 (outlet)	MO-03-17*	1650	19.4	7.46E+05	2.65E+05
T3 (outlet)	MO-03-18	1650	19.4	1.44E+06	9.87E+04
T3 (outlet)	MO-03-19	1650	19.4	1.21E+06	2.24E+05
T3 (outlet)	MO-03-21	1650	19.4	1.27E+06	1.52E+05
T3 (outlet)	MO-03-22	1650	19.4	1.49E+06	1.90E+05
T3 (valley)	MO-03-34*	2230	29.4	5.08E+05	4.50E+04
T3 (valley)	MO-03-54*	2170	27.3	4.53E+05	8.83E+04
T3 (valley)	MO-05-8*	1860	22.5	4.59E+05	6.29E+04
T3 (valley)	MO-05-9*	1860	22.5	8.45E+05	1.26E+05
T3 (profile)	MO-03-T3-0	1650	19.4	1.04E+06	1.33E+05
T3 (profile)	MO-03-T3-30	1650	19.4	7.96E+05	6.49E+04
T3 (profile)	MO-03-T3-50	1650	19.4	4.63E+05	4.85E+04
T3 (profile)	MO-03-T3-75	1650	19.4	2.65E+05	3.29E+04
T3 (profile)	MO-03-T3-100	1650	19.4	2.04E+05	4.14E+04
T3 (profile)	MO-03-T3-120	1650	19.4	2.37E+05	1.06E+05
T3	weighted mean			1.37E+06	4.85E+04
T4(outlet)	MO-03-29*	1640	19.4	4.47E+06	3.18E+05
T4(outlet)	MO-03-30 (T)	1640	19.4	1.68E+05	3.39E+04
T4(outlet)	MO-03-31 (B)	1640	19.4	1.93E+05	3.10E+04
T4(outlet)	MO-03-32	1640	19.4	3.05E+05	3.16E+04
T4(outlet)	MO-03-35* (T)	1640	19.4	7.58E+05	2.69E+05
T4(outlet)	MO-03-36 (B)	1640	19.4	1.52E+05	2.34E+04
T4 (valley)	MO-03-46	2100	25.0	1.06E+05	6.12E+04
T4 (valley)	MO-03-47	2100	25.0	2.85E+05	2.96E+04
T4 (valley)	MO-03-48	2100	25.0	4.02E+05	5.17E+04
T4 (valley)	MO-03-49	2100	25.0	2.52E+05	8.94E+04
T4 (valley)	MO-03-50	2100	25.0	1.77E+05	3.99E+04
T4 (valley)	MO-03-51 (T)	2100	25.0	1.16E+05	2.00E+04
T4 (valley)	MO-03-55 (B)	2100	25.0	1.78E+05	1.87E+04
T4	weighted mean			1.89E+05	8.88E+03
bedrock T4	MO05-1	2120	25.9	2.12E+04	5.33E+03
bedrock T4	MO05-2	2120	25.9	1.98E+04	5.33E+03
bedrock T4	MO05-3	2120	25.9	1.12E+04	4.26E+03
bedrock T4	MO05-4	2120	25.9	6.85E+03	3.43E+03
bedrock T4	weighted mean			1.26E+04	2.18E+03

Table 1: Results of the ^{10}Be analysis. Samples marked by a * have not been taken into account for the calculation of the surfaces weighted means. For the terrace T4, (T) is the top and (B) is the bottom of the boulders. Production rates have been determined using the parameters of Stone (2000).



B : bedrock ; T1, T2, T3, T4 : strath terraces

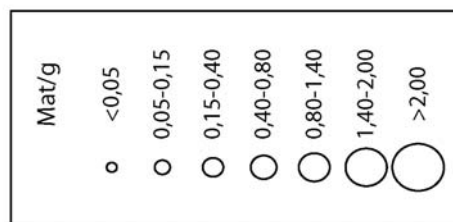


Figure 17: Graphical representation of the distribution of the ^{10}Be concentrations within the Bitut valley. Concentrations of terraces T1, T2 and T3 at the boundary of the massif, as well as the concentration of the bedrock profile at the core of the massif, are weighted means.

The terrace T2 has the highest ^{10}Be concentrations among the four terraces (between 2.08 ± 0.12 and 1.69 ± 0.15 Mat/g, with an outlier at 1.23 ± 0.74 Mat/g). The terrace T1 and the terrace T3 have similar ^{10}Be concentrations. The ^{10}Be concentrations of terrace T1 are comprised between 1.62 ± 0.13 Mat/g and 1.13 ± 0.08 Mat/g. For the terrace T3 they are comprised between 1.49 ± 0.19 Mat/g and 1.21 ± 0.22 Mat/g, with two outliers at 0.79 ± 0.08 and 0.75 ± 0.27 Mat/g. The terrace T4 has the lowest concentrations (clustered between 0.11 ± 0.06 Mat/g and 0.40 ± 0.05 Mat/g), and presents two outliers with higher concentrations. One of them (MO-03-29) has the highest concentration of the four terraces (4.47 ± 0.32 Mat/g), which is also the highest concentration ever found within the Gurvan Bogd mountain range. Except this sample, concentrations of T4 are quite homogeneous all along the sampled section of the Bitut valley (about 7 km). On the contrary, samples of T3 along the same section, where the terrace is less preserved and the slope of its top surface is higher, show lower concentrations.

The distribution of the ^{10}Be concentration as a function of depth along the depth profiles from T2 and T3 shows in both cases an exponential decrease, as theoretically predicted by physical laws (e.g. Brown et al., 1991) (**Figure 18**). This means that the fraction of inherited ^{10}Be of most of the samples, even though we cannot estimate it precisely, is small with respect to the post-depositional one. However, for both surfaces, the scattering of the ^{10}Be distribution with respect to the theoretical profiles proves that samples contain inherited ^{10}Be in variable quantities. This scatter determines a low goodness of fit for Chi-square models (Q value < 0.001 , Press et al., 1996), preventing the estimation of erosion rates. Consequently, the dating of these terraces has to be made with an assumption of negligible erosion, which yields minimum ages. The upper samples of each profile (MO-03-T2-TOP and MO-03-T3-0) are cobbles found at the level of the ground surface. In both cases they have a slightly lower concentration than the mean value given by the boulders (Table 1).

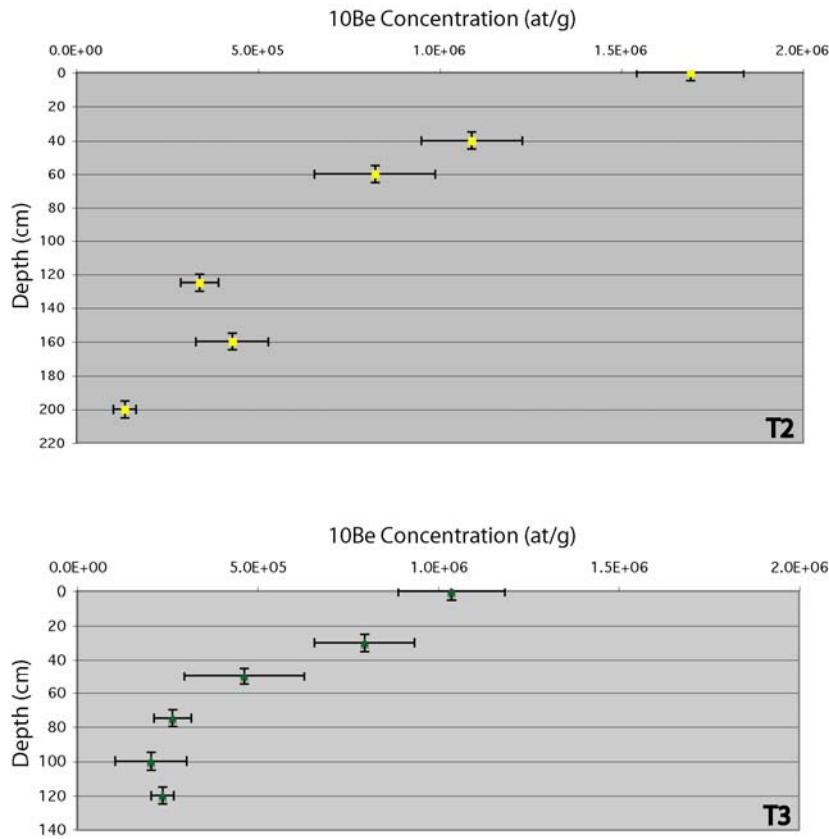


Figure 18: (A) Depth profile of the ^{10}Be distribution within a 2 m pit-soil in terrace T2. (B) Depth profile of the ^{10}Be distribution within a 1.2 m pit-soil in terrace T3. Both profiles are situated at the outlet of the Bitut valley.

As concerns the dating of terrace T4, two of the three metric boulders that have been sampled at their top and bottom show similar ^{10}Be concentrations ($0.1\text{-}0.2 \text{ Mat/g}$) for the upper and lower parts (**Table 1 and Figure 17**). These results are incompatible with a simple exposure in the present position, and imply that most of the ^{10}Be at the bottom of the boulder accumulated before the abandonment of the terrace. They also suggest that a fraction of the top concentration is not post-depositional and the exposure age determined using the concentrations of the boulders of T4 should be therefore considered as a maximum one. The bottom of the third boulder has a concentration in the same range, while the top has a much

higher concentration with respect to the mean of the surface, implying a complex pre-exposure history.

The vertical profile in the bedrock at the core of the massif show very low ^{10}Be concentrations, going from 21200 ± 5300 at/g at the top, to 6900 ± 3400 at/g at the bottom.

IV.2 Estimating exposure ages

For each terrace, sampled boulders are generally characterized by similar ^{10}Be concentrations suggesting common pre-exposure and post-depositional histories. The few exceptions can be explained either by the stochastic processes related to the exhumation and transport of the material within the drainage basins, or by the evolution of their relative position with respect to the top of the surface after deposit. The highest concentrated sample of T4 has probably been exposed for a long time on the slopes of the higher part of Bitut valley or on the summit plateau before reaching the drainage basin and being transported to the outlet by the river. On the contrary, the three less concentrated outliers of the terraces T2 and T3 are only a few centimeters above the ground surface (**Figure 19**). We can suppose that they have been buried longer than those cropping out 30-40 cm above the surface, before being "exhumed" by the erosion of the matrix. This interpretation is also supported by the fact that cobbles sampled at the top of the vertical profiles are less concentrated than boulders cropping out well above the ground surface, which suggest that they were exposed to the surface more recently.

Another parameter that strongly influences the ^{10}Be concentration of the alluvial terraces is the geometry of the top of the surfaces. Indeed, terrace T1 with respect to younger terraces T2 and T3, and the remnants of T3 along Bitut valley with respect to the same surface at the outlet, present a priori anomalous low concentrations (**Table 1 and Figure 17**). These surfaces are characterized by steeper top surfaces with respect to those that are

morphologically younger or of the same age, suggesting that they are more eroded. The exhumation of deep boulders is more rapid, and the residence periods at the surface of these boulders, which are also more rapidly evacuated, are shorter.

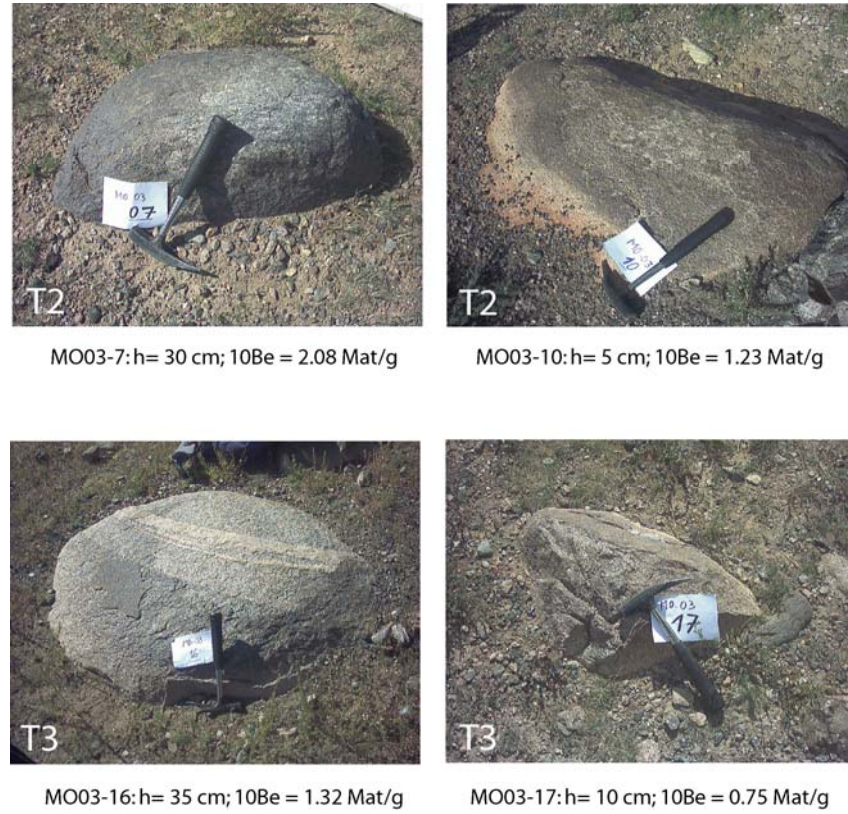


Figure 19: Photographs of some boulders sampled within terraces T2 and T3: on the left, typical boulders cropping out largely above the ground surface; on the right, boulders cropping out a few centimeters above the ground surface, characterized by significantly lower ^{10}Be concentrations. h = difference in height between the top of the boulder and the ground level (photos by R. Vassallo).

As concerns the estimation of the ages of the abandonment of the terraces T2 and T3, the distribution of the ^{10}Be concentration at depth shows that the inherited ^{10}Be is negligible with respect to the total concentration (**Figure 18**). To calculate the ages of these two surfaces we therefore took the samples with the highest concentrations (2.08 ± 0.12 Mat/g and $1.49 \pm$

0.19 Mat/g, respectively) among the surficial boulders standing above the surfaces, and we assumed no erosion. This yields minimum ages for surface T2 and T3 of 106 ± 9 ^{10}Be -ka and 78 ± 11 ^{10}Be -ka, respectively. These minimum ages are close to those (105.5 ± 7.0 ^{10}Be -ka and 81.4 ± 6.5 ^{10}Be -ka) given by the most concentrated samples within the two alluvial fans S2 and S1 (displacement of surface S2 is twice that of S1) studied by Ritz et al. (1995) 50 km further west in Noyan Uul. These two fans were interpreted as aggradational events associated to two climatic pulses having occurred at transitions between glacial and interglacial stages. Vassallo et al. (2005) attributed these pulses to the transitions between Marine Isotope Stages MIS 8 and MIS 7 (245-230 ka), and between MIS 6 and MIS 5 (125-110 ka), respectively. It is therefore reasonable to consider that terraces T2 and T3 correspond to the same climatic pulses. As in Noyan Uul, we interpret the small difference between the ^{10}Be concentrations of terraces T2 and T3 as concentrations approaching steady state values.

The fact that T1, the most elevated terrace and therefore the oldest morphologically speaking, shows a lower ^{10}Be concentration than T2 and T3, means that the concentration of this surface is at steady state with a higher erosion rate (see Brown et al., 1991). Thus, the mean surficial ^{10}Be concentration of this terrace let us calculate a maximum erosion rate of 9 ± 2 m/Ma. The evolution of the concentration through time for such an erosion rate shows that 95% of the present ^{10}Be concentration is reached toward 250 ka, which therefore represents a minimum age for this terrace. The abandonment of this terrace could be related to the previous transition from a glacial to an interglacial period, between the end of the MIS 10 and the beginning of the MIS 9 (340-330 ka).

The age of T4 both at the outlet and at the core of the Bitut basin, is disturbed by the inherited ^{10}Be , whose value is often comparable to or higher than the post-depositional concentration. Because it is difficult to know the amount of inheritance in each boulder and because the post-depositional erosion is largely negligible for such young surfaces, we

consider that the age calculated for this terrace is a maximum one. Therefore, the youngest apparent age, given by the boulder with the smallest concentration at the top, should be the closest to the true age. Sample MO-03-51, error bars included, is the least concentrated one (0.12 ± 0.02 Mat/g) and yields a maximum exposure age of 4.5 ± 0.8 ^{10}Be -ka.

The low concentrations along the bedrock profile (~ 0.01 Mat/g), situated just below T4, shows that the sampled wall is at the surface since only 0.5 ± 0.1 ka. Our interpretation is that this young age is related to the recent widening of the canyon due to lateral collapse associated to river sapping.

V Determining incision and slip rates

The determination of the incision rates related to the abandonment of the alluvial terraces at the boundary of the massif is disturbed by the recent filling of the riverbed. Since the general base level of terrace T4 is situated under the level of the present riverbed, it is not possible to determine the Holocene incision rate at this site.

To determine the incision rate over the period comprised between the abandonment of T3 and that of T4, we used the difference in height (9 ± 2 m) between the strath level of T3 and the present riverbed. Since this one is situated above the strath level of T4, the 9 ± 2 m underestimates the incision rate. On the other hand, the incision rate is overestimated by the fact that the age of T3 (78 ± 11 ka) is a minimum age. The calculation of the incision rate yields a value of 0.12 ± 0.04 mm/yr. This estimate is a minimum value if we consider that the terrace T3 was abandoned at the transition MIS 6-MIS 5 (at the beginning of the interglacial) and that the base level of T4 is probably buried under more than 4 m of alluviums.

The determination of the incision rate over the period comprised between the abandonment of T2 and that of T4 takes into account the same foregoing approximations. However, in this case, the minimum exposure age of terrace T2 (106 ± 9 ka) - whose ^{10}Be

concentration is closer to the steady state than T3 - is much lower than the true age. On the contrary, the error due to the approximation of the difference in height between the base levels of T2 and T4, compared to the difference in height between the base level of T2 and the riverbed (35 ± 3 m), is lower than in the previous case. Consequently, the incision rate calculated is very likely overestimated with respect to the real one. The calculation yields an incision rate of 0.33 ± 0.06 mm/yr. This value is twice the value obtained if we consider that the formation of T2 is related to the climate change at the transition MIS 8-MIS 7.

For the determination of the incision rate over the period comprised between the abandonment of T1 and T4, the error due to the approximation of the difference in height between the base levels of T1 and T4 is even lower than in the case of T2. We can therefore approximate the base level of T4 with the riverbed. Considering a minimum exposure age of ~ 250 ka, and a difference in height of 80 ± 5 m between T1 base level and the riverbed, a value of ~ 0.3 mm/yr is calculated. If T1, as we believe, was abandoned at the transition MIS 10-MIS 9 (340-330 ka), the incision rate would be ~ 0.2 mm/yr.

We therefore conclude that, at the boundary of the massif, over a period of ~ 330 ka, the long-term incision rate is comprised in the range $0.1 - 0.3$ mm/yr. Nevertheless, if we assume a constant periodical formation of the strath terraces, the differential height between the successive strath levels T1-T2, T2-T3 and T3-T4 (45 m, 26 m and 9 m, respectively; the last one being a minimum) shows that the incision rate decreases through time. This decrease can be due to the growth of the drainage network, inducing a progressive decrease of the river slope, or to the decrease of the uplift rate of the massif, or both.

At the core of the massif, about 7 km upstream the outlet of Bitut river, the incision rates can be calculated from the strath levels of T3 and T4 terraces - the only two terraces preserved in this part of the Bitut valley - with respect to the present-day bedrock river. The

height (25 ± 2 m) between T4 base level and the present riverbed, and the maximum age for the abandonment of T4 (4.5 ± 0.8 ka), yield a minimum incision rate of 5.8 ± 1.5 mm/yr. The difference in height between T3 and T4 strath levels is 65 ± 5 m. Dividing this value by the period of time comprised between the abandonment of the two yields an incision rate of 0.9 ± 0.2 mm/yr, terraces if we used the minimum age of 78 ± 11 ka determined for T3 at the outlet of the basin. If we consider that T3 is ~ 110 ka in age, the incision rate is ~ 0.6 mm/yr. These values are higher than that estimated at the outlet with the same terraces. We believe that this variation is related to the growth of the hydrographic network, which effects are magnified in the higher course of the river, rather than to the effect of variable slip rate (taking into account that the erosional summit surface is horizontal and flat precludes the interpretation of tilting/folding of the massif). The growth of the hydrographic network is also shown by the decrease in the incision heights T3-T4 and T4-riverbed (65 m and 25 m, respectively). However, note that the incision rate calculated for the last ~ 5 ka is very high (5.8 ± 1.5 mm/yr) and much larger than the one estimated for the upper Pleistocene (0.9 ± 0.2 mm/yr).

The dating of the alluvial surface F3 at the outlet of the Bitut valley yields a minimum vertical slip rate of 0.13 ± 0.02 mm/yr. Interpreting F3 as the aggradational event that formed during the transition between the glacial and interglacial stages, corresponding to the end of the MIS 6 and the begin of the MIS 5 (125-110 ka), gives a slip rate of ~ 0.1 mm/yr. These results are consistent with the slip rates obtained on other reverse segments within the Gurvan Bogd system (Hanks et al., 1997; Ritz et al., 2003; Vassallo et al., 2005; Ritz et al., 2006).

VI Discussion

VI.1 Interpreting incision rates in terms of uplift rates and fluvial dynamics

As described in the morphotectonic analysis section, the uplift of the massif is mostly controlled by the reverse faulting process occurring along its boundaries. On the northern flank, the Bogd fault accommodates the totality of the vertical deformation since 200-100 ka, when the Bogd(-1) fault ceased its activity (see next sub-section). On this fault, a 0.1 mm/yr vertical slip rate was estimated from the offset of the alluvial fan F3, at the outlet of the Bitut basin. Thus, this value corresponds to the uplift of Ih Bogd during this period. The incision rates at the outlet of the Bitut valley (0.1 – 0.3 mm/yr) are up to three times the uplift rate. This difference is accounted by two other components of the fluvial incision : the local base level fall associated with alluvial fan entrenchment in the piedmont at the beginning of wet periods, and the slope decrease associated with the growth of the hydrological network. The first component is demonstrated by the stepping of the successive alluvial fans at the outlet and in the upper part of the piedmont. It can correspond to a process of differential incision between the piedmont and the mountain that was theoretically proposed in a recent study using a landscape evolution model (Carretier and Lucazeau, 2005). The second component appears more clearly at the core of the massif, where the incision rate is 0.6-0.9 mm/yr during the Upper Pleistocene and reaches ~6 mm/yr during the Holocene, namely one order of magnitude greater than the rock uplift rate.

Therefore, the growth of the hydrological network in the Bitut drainage basin is the main process that controls the incision of the river at the core of the massif. At the outlet, the growth process can be responsible for the decrease of the incision with time (the river gradient decrease would limit the incision power). Note that part of the decrease of the incision could also be due to a decrease of the uplift rate between the abandonment of T1 (inferred to be

~330 ka in age) and the abandonment of T3 (~110 ka), but we do not have any data to discuss this hypothesis.

Our data show also that the river incision is not a continuous process but seems rather characterized by strong incision events localized in time, as shown by the 25-m-deep canyon that formed in less than 5 ka at the core of the massif. We believe that this feature can be explained by the alternation of the long and dry glacial periods, during which there is no incision, and the short and wet interglacial periods, which are characterized by fluvial adjustment inside the basin. More precisely, our data allow us to propose a scenario of the formation/incision/abandonment of the alluvial terraces and fans within the Bitut catchment-piedmont system during a climatic cycle (**Figure 20**). At the beginning of a wet period, debris material accumulated on hillslopes during dry periods is carried to the drainage network and transported by rivers. This leads to the abrading of the bedrock in the drainage basin and to the erosion of the alluvial apron within the piedmont, and to the formation of the alluvial fans and of the fluvial terraces. Then, river incision starts within the piedmont, where alluvial fans are rapidly abandoned, and propagates upstream in the mountain catchment with a lag of several thousand years at the core of the massif. This incision is driven by the massif uplift during the dry period, by the local base level fall at catchment outlet due to fan entrenchment, and by the slope decrease imposed by the drainage growth. The relative magnitude of this last component increases upstream. The canyon carved in the bedrock during this phase is then progressively filled up by detrital material. As the river incision, this new aggradational phase, which corresponds to the present stage, propagates from the piedmont to the core of the massif.

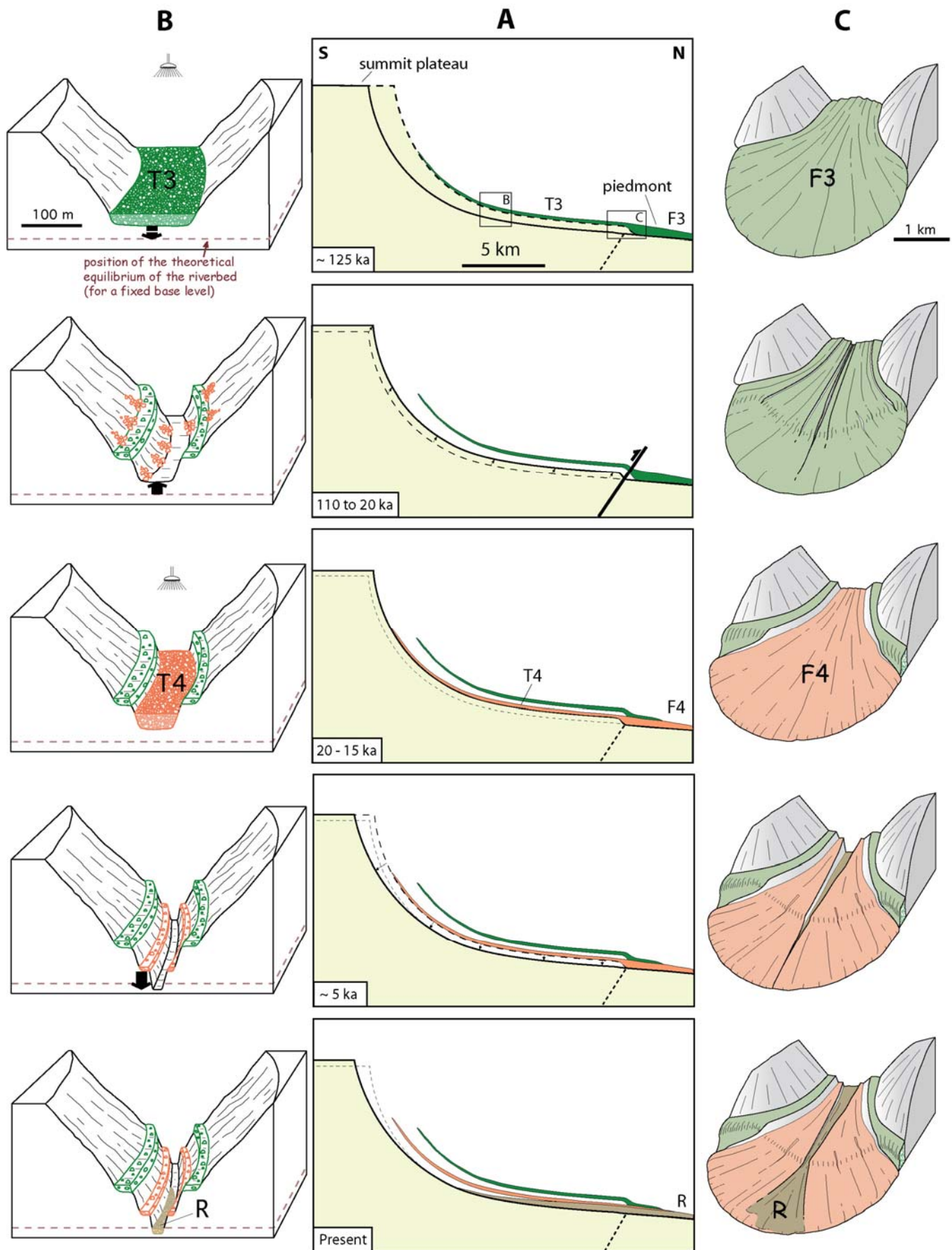


Figure 20: Sketch of the evolution of the morphology of the Bitut valley over the Upper Pleistocene – Holocene. **(A)** Projections of the longitudinal river profile and of the alluvial markers. **(B)** Corresponding block diagrams of the valley at the core of the massif. **(C)** Corresponding block diagrams of the outlet of the drainage basin. 1) At the transition between the penultimate glacial and interglacial periods (~125-110 ka): enhanced stream power caused by the wetter climate triggers important erosion removing the colluviums that had accumulated within the drainage basin during the previous glacial period. Huge debris-flows, gathering the available sediment load, transport the material within the drainage network abrading the bedrock in the drainage basin, and resulting in the formation of the T3 alluvial terrace inside the massif, and of the F3 fan at the outlet of the valley, which is rapidly abandoned. On figure (A), dotted line represents the following incision and abandonment of the terrace. 2) During the subsequent glacial period (~100-20 ka), the massif is uplifted and is affected by very little river incision, almost localized at the outlet of the valley. At the core of the massif, detrital material accumulates on the slopes and in the drainage network by thermoclastic processes (note that the main incision occurred during the previous interglacial). 3) At the transition between the last glacial and the present interglacial period (20-15 ka), the new climate pulse leads to the formation of the terrace T4 and of the fan F4, which is rapidly abandoned. Note that, at the outlet of the valley, the alluvial fan F4 is set in the alluvial fan F3 even downstream the reverse fault. 4) During the interglacial period, between ~5 ka ago and the present, a strong river incision creates a new canyon and causes the abandonment of the terrace T4. 5) After this incision phase, the canyon is progressively filled up downstream by the present river load.

This evolution has three implications concerning the interpretation of strath terraces as tectonic and climatic markers: 1- The incision measured between abandoned strath terraces always exceeds the rock uplift when catchment is growing and when there is an alluvial apron bordering a mountain, 2- The river response in such a catchment is mostly controlled by drainage growth and piedmont interaction under varying climate than by rock uplift, 3- the

river response is characterized by two waves propagating upstream, an incision wave and an aggradation wave.

It is not possible to discuss further the timing between the climatic changes and river response because of the uncertainties on terraces ages. However, our data show that terrace abandon is diachronous along the river and takes several thousand years in the Bitut valley. The incision events can be nevertheless considered instantaneous (order of 10^3 years) at the scale of an interglacial/glacial period (order of 10^5 years). Recent modeling studies have pointed out the delay which may exist between the climatic signal and the incision. This time lag may result from competing vertical and horizontal erosion, itself depending on the evolution of the sediment supply rate (e.g. Hancock and Anderson, 2002), from thresholds in erosion laws (e.g. Tucker and Slingerland, 1997), or from coupling with piedmont (e.g. Poisson and Avouac, 2004; Carretier and Lucazeau, 2005). In our example, all these factors can play a role. However, the strongest factor seems to be the growth of the drainage network which imposes a decrease of the river gradient, and thus magnifies incision.

VI.2 Tectonic evolution of Ih Bogd massif

The structural and morphological analysis of alluvial markers within the Bitut valley allows us to propose a tectonic model for the evolution of the Ih Bogd massif. The cenozoic faults accommodating the uplift are localized at the limit between different geological terranes, showing that the ongoing deformation reactivates ancient structures. The active faulting progressively migrates outward, on the edges of the relief. We think that this process is related to the distribution of the gravity forces associated to the relief. This allows the massif to widen, which results in a 'staircase' topography. According to the morphology of the northern flank of Ih Bogd, the reverse faulting migrated at least three times in the history of the massif (**Figure 21**).

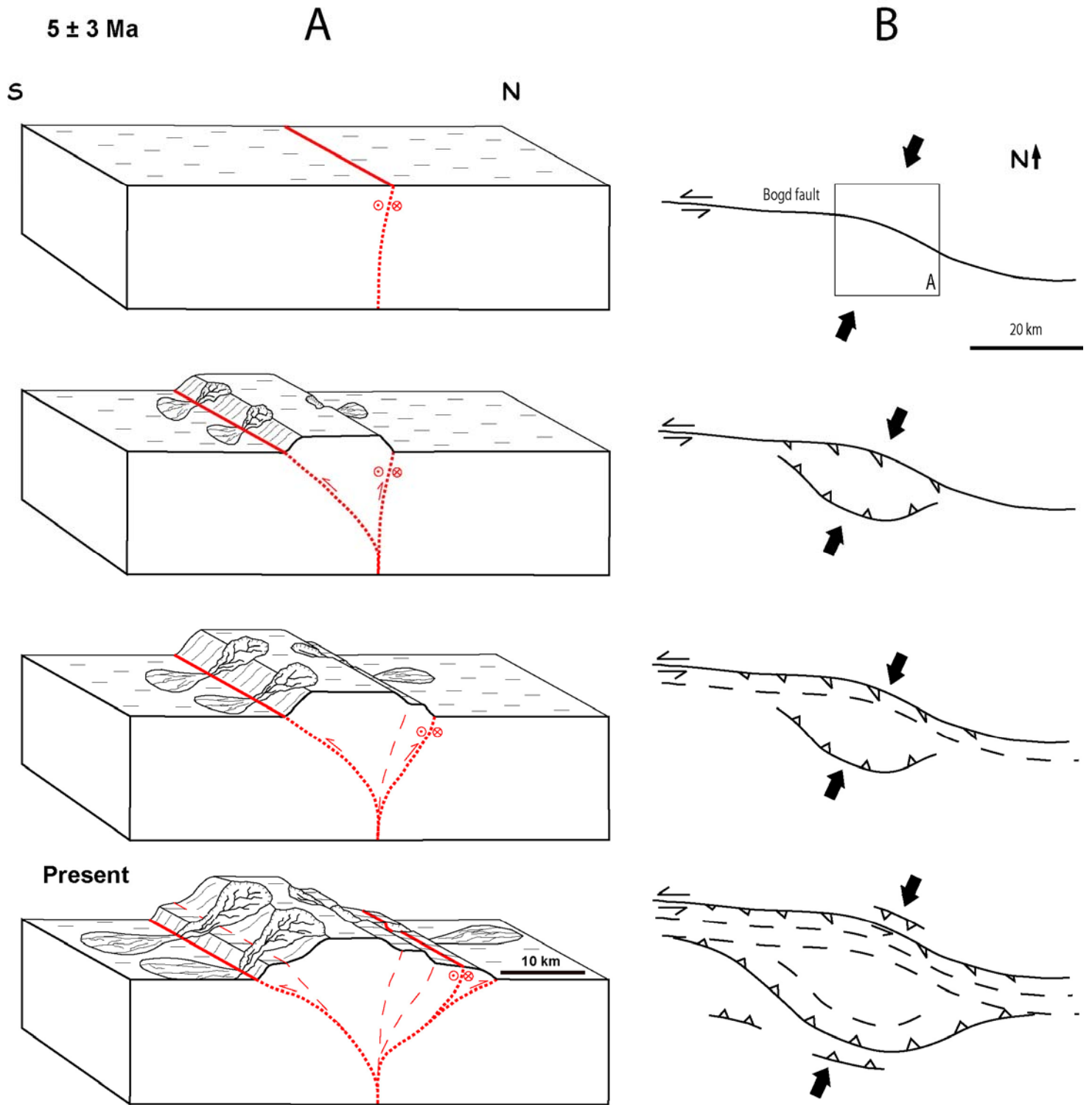


Figure 21: (A) Block diagrams representing the growth of the Ih Bogd massif, from the onset of the uplift to the present stage. This growth is characterized by the successive accretion of crustal blocs, according to the outward migration of the brittle deformation. (B) Corresponding stages in plan view. Note the bi-directional (transversal and longitudinal) growth of the massif.

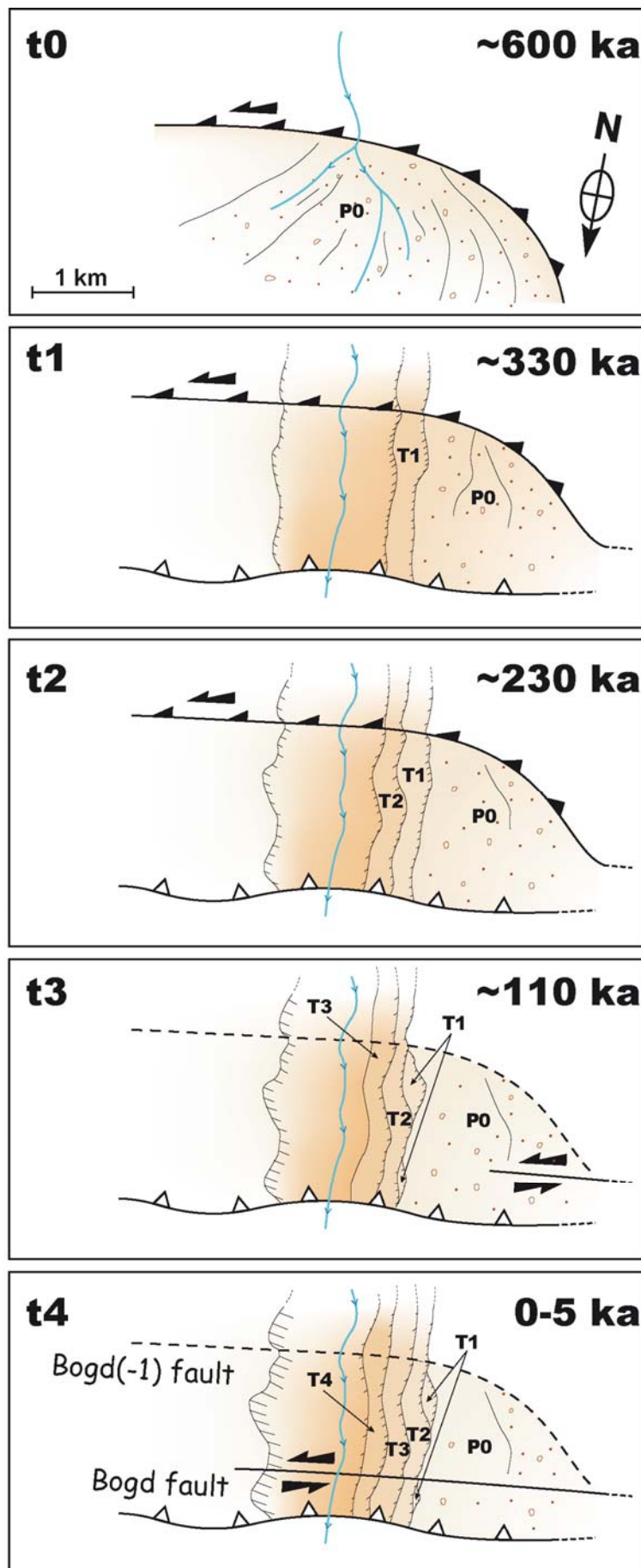


Figure 22: Sketch of the chronology of the evolution of the Bitut valley morphology during the last shift of the active deformation from the Bogd(-1) to the present Bogd fault.

During the shifting process, the old and the new faults can be both active during a certain period of time. The dating of the terraces in the Bitut valley allow to estimate the duration of the overlapping between the activity of the Bogd(-1) and the Bogd faults. The Bogd(-1) fault, which displaces the base level of the strath terrace T2, but does not affect the strath terrace T3, ceased its activity between ~200 ka and ~100 ka. The abandonment of P0 marks the beginning of the present frontal thrusting along the Bogd fault. After the height of the surface P0 with respect of the riverbed, and the incision rate estimated on the last ~200 ka at the same latitude, the abandonment occurred ~600 ka ago. Therefore, the shifting process lasted ~ 400-500 kyrs (**Figure 22**). It is difficult to answer whether the massif was uplifting faster when the two faults were moving, since we do not have data enabling to estimate the slip rates of the faults before the Upper Pleistocene. However, the comparison of the Upper Pleistocene uplift rate (~0.1 mm/yr) with the Cenozoic uplift rate (0.25 and 1 mm/yr) since the beginning of the uplift (Vassallo et al., in revision at EPSL) suggests that the massif grew faster during earlier stages of the mountain building process.

As concerns the partitioning of the frontal Bogd fault, or at least the occurrence of the strike-slip fault segment, our morphotectonic data allow estimating the age of the formation of the strike-slip fault segment. Considering the ~3 m characteristic slip and the total slip of ~ 20-25 m suggest that the strike-slip segment formed 20-30 ka ago if we assume an average recurrence time of 3000-5000 years for the Bogd fault as proposed in Ritz et al. (in press). This is much younger than the activity along the frontal thrust. The activity of the strike-slip segment may be even younger if we assume a recurrence time of 800-2300 years, based on the dating of the penultimate event along the Bogd fault to the East of Ih Bogd massif (Bayasgalan, 1999). It would yield an age of formation of this strike-slip segment of 5-15 ka.

In any case, these results suggest that the frontal Bogd fault has been an oblique fault (reverse and left-lateral) for several hundred thousand years – as was the Bogd(-1) fault – before to partition at the surface very recently.

From the characteristic horizontal offset measured along the strike-slip fault segment, we can infer the horizontal slip rate along this section of the Bogd fault by comparison with what was determined further West, in Noyan Uul. There, the characteristic offset is 5.5 m, and the slip rate is 1.5 mm/yr maximum (Ritz et al., 2006). If we assume that the return period is the same, the 3 m characteristic offset measured within the Bitut area yields a maximum horizontal left-lateral slip rate along the Bogd fault of 0.8 mm/yr.

VII Conclusion

Our study shows that the process of incision/abandonment of the alluvial terraces along the Bitut valley integrates the response to the uplift of the Ih Bogd massif as well as the response to the growth of the hydrographic network and the erosion/sedimentation interaction in the alluvial apron. From the vertical offset of the alluvial fan that was abandoned during the penultimate interglacial period, we estimate a ~0.1 mm/yr Upper Pleistocene - Holocene uplift rate of the massif. The incision rate everywhere along the Bitut river is larger than this value, showing that most of the incision is controlled by the growth of the hydrographic network and incision in the alluvial apron. This is particularly obvious at the core of the massif, where the river incision rate is 0.6-0.9 mm/yr during the Upper Pleistocene and ~6 mm/yr during the Holocene, which is one order magnitude larger than the uplift rate.

The morphology of the Bitut valley is strongly controlled by the cyclicity of the climate, which is characterized by the alternation of long and dry periods with short and wet periods. After our ^{10}Be dates, we believe that the formation of the alluvial surfaces occurs at the transition between glacial and interglacial periods, when the capacity of the rivers due to

important waterfalls allows removing and transporting the sediments accumulated within the basin. This fluvial process, which would be controlled by the global climate changes, is probably related to the aridity of the region. A similar pattern is described in the hot deserts of the American southwest and the Middle East (Bull, 1991).

While the abandonment of the alluvial fans is almost instantaneous, the incision and abandonment of the alluvial terraces propagate upstream and occurs several thousand years later. This lag illustrates the time for the river to pass from an aggradational regime to a downcutting regime. This process is probably due to the progressive decrease of the sediment load transported by the river. The incision phase is quickly followed by a new aggradational wave, also propagating upstream.

The staircase morphology of the massif and the flatness of the summit plateau attest that the uplift of the massif is mainly controlled by reverse faults, and that the active faulting progressively migrates outward, on the edges of the relief. On the northern flank of the Ih Bogd massif, the present frontal fault began to uplift the massif ~600 ka ago, while the previous one ceased its activity between 200 and 100 ka ago. Therefore, during the shifting process, the two faults have been both active for a period of ~400-500 kyrs. The lateral growth of the outermost thrust faults (Dalan Turuu foreberg to the North and Gurvan Bulag foreberg to the South) would correspond to the early stage of a new shift of the deformation in the mountain building process of the Ih Bogd massif.

Acknowledgements

This study has been funded by the 'Reliefs' INSU-CNRS program, by the Laboratory Dynamique de la Lithosphere of Montpellier, and by the CEREGE of Aix-en-Provence. We are thankful to A. Bayasgalan for fruitful discussions. We acknowledge D. Javkhlandbold and Baianaa for their help in fieldwork. Many thanks to Anne Delplanque for helping in drawings.

References

- Anderson, R. S., J. L. Repka, G. S. Dick, 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al , *Geology*, 24, 47-51.
- Baljinnyam, I., A. Bayasgalan, B. A. Borisov, A. Cisternas, M. G. Dem'yanovich, L. Ganbaatar, V. M. Kochetkov, R. A. Kurushin, P. Molnar, H. Philip and Yu. Ya. Vashchilov, 1993. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings, *Geol. Soc. Am., Memoir* 181.
- Bayasgalan, A., 1999. Active Tectonics of Mongolia, PhD thesis, University of Cambridge, Cambridge, 182 pp.
- Bayasgalan, A., J. Jackson, J-F. Ritz, and S. Carretier, 1999. 'Forebergs', flowers structures, and the development of large intra-continental strike-slip fault: the Gurvan Bogd fault system in Mongolia, *J. Struct. Geology*, 21, 1285-1302.
- Bierman, P. R., 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective, *J. Geophys. Res.*, 99, 13,885-13,896.
- Braucher, R., E. T. Brown, D. L. Bourlès and F. Colin, 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 251-258.
- Brook, E. J., M. D. Kurz, G. H. Denton and R. P. Ackert Jr., 1993. Chronology of Taylor Glacier Advances in Arena Valley, Antarctica, Using in Situ Cosmogenic ^3He and ^{10}Be , *Quaternary Res.*, 39, 11-23.
- Brown, E. T., J. M. Edmond, G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. D. Kurz and E. J. Brook, 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be et ^{26}Al , *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 55, 2699-2703.

- Bull, W. B., 1991. Geomorphic responses to climatic change: New York, Oxford University Press, 326 p.
- Carcaillet J., Bourlès D. L., Thouveny N., 2004. Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ for the last 1.3 Ma. *Geochem., Geophys., Geosystem*, 5 n°5, DOI 10.1029/2003GC000641.
- Carretier, S., 2000. Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie). Approche de la géomorphologie quantitative, PhD thesis, Université de Montpellier 2, pp. 324.
- Carretier, S., J. F. Ritz, J. Jackson and A. Bayasgalan, 2002. Morphological dating of cumulative reverse fault scarp: Examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia, *Geophys. J. Int.*, 148, 256–277.
- Carretier, S., and F. Lucazeau, 2005. How does alluvial sedimentation at range fronts modify the erosional dynamics of mountain catchments?, *Basin Res.*, 17, 361–381, doi: 10.1111/j.1365-2117.2005.00270.x.
- Cunningham, D., S. Davies, and G. Badarch, 2003. Crustal architecture and active growth of the Sutai Range, western Mongolia: a major intracontinental, intraplate restraining bend, *J. of Geodynamics*, 36, p. 169-191.
- Cunningham, D., 2006. Structural and topographic characteristics of restraining bend mountain ranges in the Altai, Gobi Altai and easternmost Tien Shan, European Geosciences Union, Vienna, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-01888.
- Dunne, J., D. Elmore, and P. Muzikar, 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces, *Geomorphology*, 27, 3-11.
- Florensov, N. A. and V. P. Solonenko (Eds.), 1965. The Gobi-Altay Earthquake, U.S. Dep. of Commer., Washington, D. C.

- Gosse, J. C. and F. M. Phillips, 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Sci. Rev.*, 20, 1475-1560.
- Hancock, G. S. and R. S. Anderson, 2002. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate, *GSA Bulletin*, v. 114, n° 9, p. 1131-1142.
- Hanks, T., J-F. Ritz, K. Kendrick, R. C. Finkel, and C. D. Garvin, 1997. Uplift rates in a continental interior: faulting offsets of a ~100 Ka abandoned fan along the Bogd fault, southern Mongolia, *Proceedings of the Penrose Conference on the Tectonics of Continental Interiors*.
- Jackson, J., J-F. Ritz, L. Siame, G. Raisbeck, F. Yiou, R. Norris, J. Youngson and E. Bennett, 2002. Fault growth and landscape development rates in Otago, New Zealand, using in situ cosmogenic ^{10}Be , *Earth Planet. Sci. Lett.*, 195, 185-193.
- Kurushin, R. A., A. Bayasgalan, M. Ölziybat, B. Enkhtuvshin, P. Molnar, C. Bayarsayhan, K. W. Hudnut and J. Lin, 1997. The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, vol 320.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces : in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 104, 424-439.
- Masarik, J., Frank, M., Schäfer, J. M., and Wieler, R., 2001. Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800000 years: *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65 (3-4), 515-521.
- Molnar, P. and D. Qidong, 1984. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 89, 6203-6227.
- Pigati, J. S., and Lifton, N. A., 2004. Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ^{14}C and ^{10}Be . *Earth Planet. Sci. Lett.*, 226 (1-2), 193-205.

- Poisson, B., and J-P. Avouac, 2004. Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China), *J. Geol.*, 112, 231-249.
- Prentice, C., K. Kendrick, K. Berryman, A. Bayasgalan, J. F. Ritz, J. Q. Spencer, 2002. Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia, *J. Geophys. Res.*, 107, 2321.
- Raisbeck, G. M., F. Yiou, D. L. Bourlès, J. Lestringuez, and D. Deboffe, 1987. Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a Tandetron AMS facility, *Nuclear Instruments and Methods*, 29, 22-26.
- Ritz, J-F., E. T. Brown, D. L. Bourlès, H. Philip, A. Schlupp, G. M. Raisbeck, F. Yiou and B. Enkhtuvshin, 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia, *Geology*, 23, 1019– 1022.
- Ritz, J-F., D. Bourlès, E. T. Brown, S. Carretier, J. Chery, B. Enhtuvushin, P. Galsan, R. C. Finkel, T. C. Hanks, K. J. Kendrick, H. Philip, G. Raisbeck, A. Schlupp, D. P. Schwartz, and F. Yiou, 2003. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates, *J. Geophys. Res.*, 108(B3), 2162, doi :10.1029/2001JB000553.
- Ritz, J-F., R. Vassallo, R. Braucher, E. Brown, S. Carretier and D.L. Bourlès - Using In Situ-Produced ^{10}Be to Quantify Active Tectonics in the Gurvan Bogd Mountain Range (Gobi-Altay, Mongolia) – In: Geological Society of America Special Paper 415 “In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes”, Eds. L. Siame, D.L. Bourlès and E.T. Brown, 87-110, 2006.
- Siame, L., O. Bellier, R. Braucher, M. Sébrier, M. Cushing, D. Bourlès, B. Hamelin, E. Baroux, B. de Voogd, G. Raisbeck and F. Yiou, 2004. Local erosion rates versus

- active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France), *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7010, 1-21.
- Siame, L., R. Braucher and D. Bourlès, 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative, *Bull. Soc. Geol. Fr*, 171, 383-396.
- Schwartz, D. and K. Coppersmith, 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas faults, *J. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698.
- Stone, J. O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production, *Journal of Geophysical Research* 105(B10), 23753-13759.
- Tucker, G. E., and R. Slingerland, 1997. Drainage basin responses to climate change, *Water Resources Res.*, vol. 33, 8, 2031-2047.
- Vassallo, R., J-F. Ritz, R. Braucher, and S. Carretier, 2005. Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications, *Terra Nova*, 17, 278-285, doi: 10.1111/j.1365-3121.2005.00612.x.
- Vassallo, R., M. Jolivet, J-F. Ritz, R. Braucher, C. Larroque, C. Sue, M. Todbileg and D. Javkhlanbold. Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis, *Earth Planet. Sci. Lett.*, in revision.
- Walker, R. T., A. Bayasgalan, R. Carson, R. Hazlett, L. McCarthy, J. Mischler, E. Molor, P. Sarantsetseg, L. Smith, B. Tsogtbadrakh and G. Tsolmon, 2006. Geomorphology and structure of the Jid right-lateral strike-slip fault in the Mongolian Altay mountains, *J. Struct. Geology*, vol. 28, n° 9, p. 1607-1622.
- Woodcock N. H. and M. Fischer, 1986. Strike-slip duplexes, *J. Struct. Geology*, vol. 8, n° 7, p. 725-735.

IV. AGES ET VITESSES DES PROCESSUS TECTONIQUES DANS L'ALTAY MONGOL

La chaîne de l'Altay, avec ses 1000 km de long pour un maximum de 400 km de large, et plusieurs massifs culminant à plus de 4000 m, constitue le relief principal de l'Asie Centrale au Nord du Tien Shan (Figures I.2 et IV.1). Les dimensions de ce système montagneux, qui se connecte dans sa partie sud-orientale avec le système du Gobi-Altay, laissent supposer qu'une grande partie de la déformation transpressive de la région Mongolie-Sibérie est accommodée au sein de cette chaîne. L'activité tectonique est démontrée d'une part par l'intense sismicité instrumentale et historique (Figure I.5) et d'autre part par la morphologie à grande et petite échelle qui révèle des déformations importantes associées à des failles. Cette déformation est aussi documentée par le signal GPS, qui montre qu'une partie du raccourcissement dû à la collision Inde-Asie (plusieurs mm/an) est accommodée au niveau de l'Altay (Figure I.6A).

Comme dans le Gobi-Altay, les failles principales de la chaîne sont des grandes zones segmentées de décrochements (ici, dextres) de plusieurs centaines de kilomètres de long, auxquels sont associés des segments inverses au niveau des principaux massifs (Figures I.2 et IV.1). La morphologie des massifs, en particulier dans les parties bordières de la chaîne, est caractérisée par des sommets plats et par des surfaces résiduelles, comme dans le Gobi-Altay, qui suggèrent une surrection récente. D'autant plus que ces marqueurs sont soumis à un climat plus humide et à l'action des glaciers (absents au Cénozoïque Terminal dans le Gobi-Altay), responsables d'une érosion plus rapide.

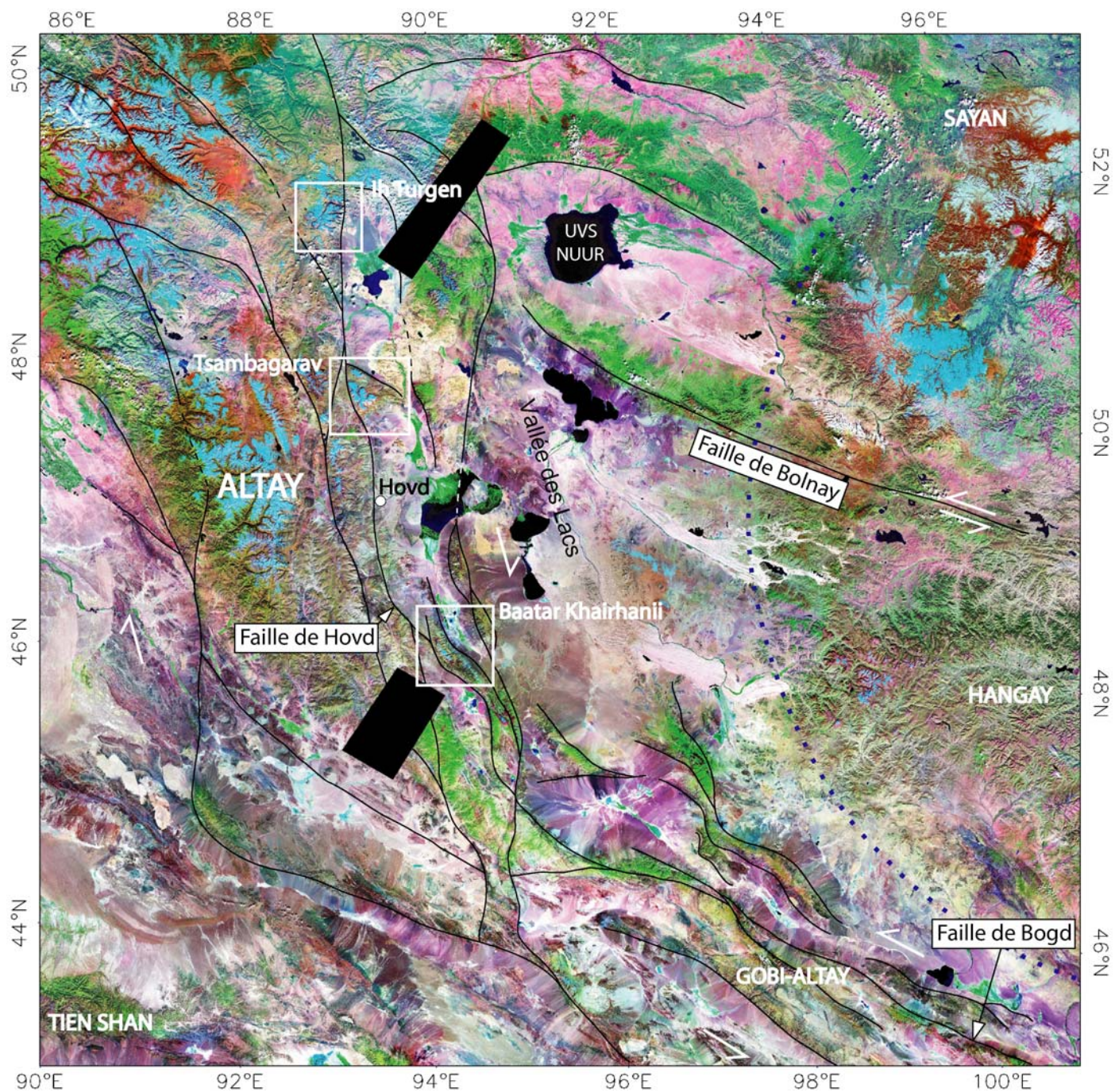


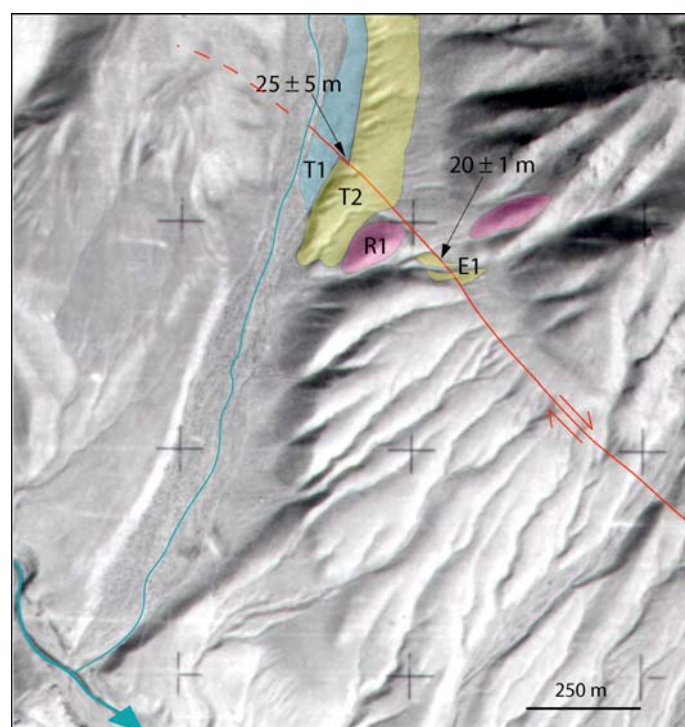
Figure IV.1 : Image Landsat de la chaîne de l'Altay avec les failles principales et la localisation des massifs étudiés.

Pour déterminer l'âge de ces reliefs et quantifier les taux de déformation le long des failles principales, nous avons sélectionné trois sites que l'on considère représentatifs de la tectonique active dans l'Altay. Il s'agit de trois massifs, nommés Baatar Khairhanii, Tsambagarav et Ih Türgen, situés le long d'un axe Nord-Sud sur la bordure orientale de l'Altay Mongol, de part et d'autre de la faille de Hovd, sur une distance de 400 km (Figure IV.1). Tous les trois sont contrôlés sur leurs bordures par des failles actives, et caractérisés par des plateaux sommitaux, recouverts par des calottes glaciaires, culminant autour de 4000 m d'altitude. Les dénivelés entre plateaux et piedmonts sont de plus de 2000 m. Nous avons orienté notre analyse pour chacun des massifs en tenant compte de leur morphologie et de la présence de marqueurs morphotectoniques datables (terrasses, cônes alluviaux...) affectés par la déformation active. Nous nous sommes attachés à déterminer l'âge du début de la surrection à Baatar par l'analyse traces de fission, et à quantifier la vitesse horizontale de la faille de Hovd à Tsambagarav par la datation ^{10}Be de surfaces décalées. Enfin, nous avons pu aborder les deux problématiques à Ih Türgen, où nous avons aussi estimé la vitesse verticale d'un segment inverse actif.

4.1 Quantification des vitesses pléistocènes-holocènes des failles dans la chaîne de l'Altay Mongol

La déformation transpressive qui affecte la chaîne de l'Altay est accommodée au niveau des grandes failles décrochantes qui la traversent longitudinalement. Nous nous sommes intéressés à la quantification de la déformation sur le moyen terme (Pléistocène Supérieur – Holocène) le long d'un de ces décrochements dextres de plusieurs centaines de kilomètres : la faille de Hovd. La sismicité de cette faille est marquée par un événement de magnitude 6,6 en 1938 et un événement de magnitude 5,7 en 1988, tous les deux situés dans

Figure 1 consists of three panels (a, b, c) showing geological maps of the Hovd Fault. Panel (a) is a regional map showing the Hovd Fault (Faille de Hovd) and surrounding topography. The map includes coordinates (90°50'E, 91°E, 91°10'E) and elevation markers (4208 m, 48°40'N, 48°30'N, 48°20'N). A box labeled 'B' indicates the area shown in panel (b). Panel (b) is a detailed map of the Tsambagarav area, showing the Hovd Fault (Faille de Hovd) and a 1 km scale bar. The map includes coordinates (90°50'E, 91°E, 91°10'E) and elevation markers (1772 m, 3035 m, 2533 m). A box labeled 'C' indicates the area shown in panel (c). Panel (c) is a close-up of the fault zone, showing a 25 ± 5 m offset. The map includes a north arrow and a 1 km scale bar.



4.1.1 Quantification de la vitesse horizontale de la faille de Hovd au niveau du massif de Tsambagarav

Le massif de Tsambagarav se situe sur la bordure orientale de la partie centrale de la chaîne de l'Altay Mongol (Figures I.2 et IV.1). Il est bordé à l'Ouest et au Sud par la faille de Hovd (Figures IV.1 et IV.2A). Le massif se situe au niveau d'un relais compressif, où la direction principale de la faille passe de N 160°E à N 140°E, en acquerrant une composante inverse. Au Sud de Tsambagarav, le mouvement le long de la faille de Hovd apparaît essentiellement décrochant. On a donc sélectionné ce site pour estimer une vitesse horizontale de glissement sur le moyen terme.

Le piedmont méridional de Tsambagarav présente plusieurs surfaces de type cônes-terrasses décalées par le mouvement dextre de la faille de Hovd (Figure IV.3). Ces surfaces sont situées à l'exutoire d'une grande vallée Nord-Sud. On note aussi la présence de cônes d'éboulis décalés qui se trouvent aux pieds du relief sub-parallèle au tracé de la faille. Au niveau de la zone de faille, on observe des talwegs en forme de 'Z', dont le tracé est contrôlé par la présence de la faille. Le pendage de la faille au niveau du site étudié est très raide, avec un léger pendage vers le Nord-Est. En observant la morphologie des deux compartiments de part et d'autre de la faille, on remarque une légère composante verticale qui, compte tenu du sens du pendage, indique une cinématique inverse. Puisque les marqueurs morphotectoniques sont légèrement obliques à la direction de la faille, compte tenu de la géométrie de l'obliquité, les déplacements horizontaux peuvent apparaître plus importants que dans la réalité et représentent donc des valeurs maximales.



Figure IV.3 : Vues sur la faille décrochante dextre de Hovd aux pieds du massif de Tsambagarav. Sur la deuxième photo sont représentées les surfaces T2 et E1, décalées par la faille.

La terrasse-cône T2 à la sortie de la vallée Nord-Sud, dont la partie sommitale se trouve une vingtaine de mètres au-dessus du lit actuel de la rivière, est décalée latéralement de 25 ± 5 m (Figures IV.2B et C, Figure IV.3). Le décalage a été estimé à partir de la photo aérienne. Au Nord de la faille, nous avons cartographié une autre terrasse (T1) qui se situe juste au-dessus du lit actif. L'érosion de la rivière a fait disparaître cette terrasse quelques mètres en aval de la zone de faille. Le dépôt puis l'abandon de T2 sont antérieurs à tout fonctionnement de la faille enregistré par ce marqueur. Par rapport à la même période d'activité, compte tenu de sa faible hauteur par rapport au lit de la rivière et du fait qu'elle ne présente pas de déformation claire au niveau de la zone de faille, la terrasse T1 a pu se former et être abandonnée très tardivement. Pour le calcul de la vitesse de glissement de la faille, par rapport au décalage de 25 ± 5 m, nous avons donc utilisé l'âge d'abandon de T2.

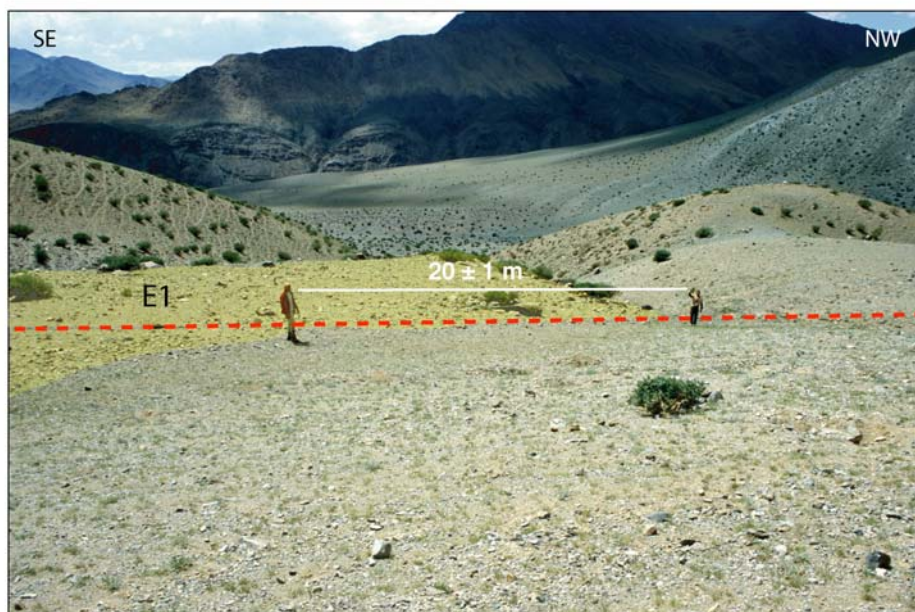


Figure IV.4 : Décalage horizontal mesuré au mètre ruban au niveau du cône d'éboulis E1.

Le cône d'éboulis E1 est un marqueur qui apparaît latéralement décalé par la faille de 20 ± 1 m (Figure IV.4). La légère obliquité de son contour, au niveau duquel a été mesuré le décalage, par rapport à la direction de la faille, impose de considérer ce décalage comme un

maximum, même si l'erreur par rapport au rejet réel est vraisemblablement très faible. Si l'on suppose que la durée du cycle sismique est régulière dans le temps et négligeable par rapport à l'âge d'exposition de ce marqueur morphotectonique, nous pouvons estimer que cet âge représente la période sur laquelle la totalité de la déformation mesurée s'est produite.

L'analyse ^{10}Be comprend un échantillonnage de surface de ces trois dépôts plus celui d'une ride (R1) topographiquement plus élevée, et deux profils en profondeur, le long de tranchées creusées dans les deux terrasses (Figure IV.5). L'échantillonnage de surface a été effectué sur des blocs de rhyolite de taille métrique, plutôt anguleux, patinés, et affleurant de quelques dizaines de centimètres du sol. L'échantillonnage le long des profils en profondeur a été effectué en récoltant des galets décimétriques à des intervalles verticaux de quelques dizaines de centimètres. Des logs pédologiques ont également été réalisés afin de pouvoir analyser la stratigraphie des dépôts, et vérifier que le profil levé correspond bien à une seule et même unité sédimentaire.



Figure IV.5 : Photo de la tranchée au niveau de la terrasse T2.

Les résultats sur les blocs de surface et le long des profils montrent une dispersion élevée des concentrations (et donc des âges apparents) pour les deux terrasses (T1, T2) et la ride (R1) et, au contraire, une homogénéité remarquable pour le cône d'éboulis (E1) (Tableau IV.1, Figure IV.6). La dispersion est totale sur T1 et R1, où les concentrations sont comprises respectivement entre 0,6 et 1,7 Mat/g, et entre 1,6 et 3,3 Mat/g, sans qu'aucune tendance puisse être identifiée pour ces deux marqueurs. En ce qui concerne T2, même si certaines concentrations sont sensiblement plus fortes que la moyenne, la dispersion est moins élevée. En particulier, on observe une distribution des valeurs qui présente un pic au niveau des minima entre 0,4 et 0,6 Mat/g. Ces valeurs sont très semblables à celles qui ont été obtenues sur les trois blocs du cône d'éboulis E1.

Echantillons	Surface	Profondeur (cm)	Production (at/g/an)	^{10}Be (at/g)	Erreur (at/g)	Age (ans)	Erreur (ans)
MO-05-16*	T2	0	24.8	4.59E+05	5.08E+04	1.86E+04	2.05E+03
MO-05-17*	T2	0	24.8	5.24E+05	1.21E+05	2.12E+04	4.89E+03
MO-05-18	T2	0	24.8	1.55E+06	1.20E+05	6.36E+04	4.84E+03
MO-05-19*	T2	0	24.8	8.50E+05	1.02E+05	3.45E+04	4.12E+03
MO-05-20*	T2	0	24.8	6.01E+05	2.69E+05	2.44E+04	1.09E+04
MO-05-21	T2	0	24.8	1.41E+06	1.37E+05	5.75E+04	5.52E+03
MO-05-22	T2	30	24.8	4.23E+05	6.99E+04		
MO-05-23	T2	50	24.8	1.22E+06	9.09E+04		
MO-05-24	T2	100	24.8	3.63E+05	6.62E+04		
MO-05-25	T2	140	24.8	2.77E+05	5.31E+04		
MO-05-26	T2	180	24.8	2.90E+05	3.72E+04		
MO-05-27	T2	200	24.8	3.43E+05	3.52E+04		
MO-05-28	R1	0	26.1	3.32E+06	2.02E+05	1.31E+05	7.72E+03
MO-05-29	R1	0	26.1	3.62E+06	2.72E+05	1.43E+05	1.04E+04
MO-05-30	R1	0	26.1	1.59E+06	1.26E+05	6.16E+04	4.82E+03
MO-05-31	T1	0	24.9	2.03E+06	1.54E+05	8.32E+04	6.22E+03
MO-05-32	T1	0	24.9	9.83E+05	7.41E+04	3.99E+04	2.98E+03
MO-05-33	T1	22	24.9	5.88E+05	8.42E+04		
MO-05-34	T1	50	24.9	1.08E+06	8.20E+04		
MO-05-35	T1	70	24.9	8.73E+05	5.39E+04		
MO-05-36	T1	100	24.9	1.70E+06	1.31E+05		
MO-05-37*	E1	0	25.6	4.76E+05	6.41E+04	1.86E+04	2.50E+03
MO-05-38*	E1	0	25.6	4.88E+05	4.43E+04	1.91E+04	1.73E+03
MO-05-39*	E1	0	25.6	5.23E+05	6.73E+04	2.05E+04	2.62E+03
Moyenne pondérée sur les échantillons marqués par *						2.02E+04	

Tableau IV.1 : Résultats de l'analyse ^{10}Be à Tsambagarav.

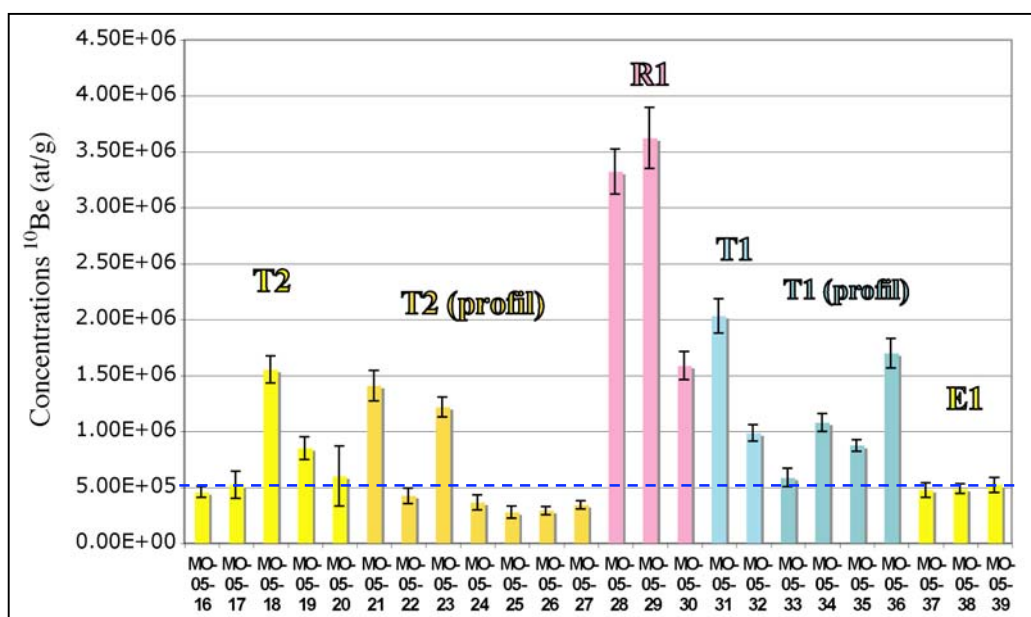


Figure IV.6 : Histogramme de la distribution des concentrations ^{10}Be au niveau des différentes surfaces de Tsambagarav. Noter le pic de minima des concentrations autour de $\sim 0,5 \text{ Mat/g}$ pour les échantillons du cône d'éboulis E1 et pour les échantillons de surface les moins concentrés de la terrasse T2.

Ces données indiquent la présence de ^{10}Be hérité dans les dépôts des terrasses en quantité variable d'un bloc à un autre. Certains échantillons ont donc subi une pré-exposition importante lors de leur exhumation ou dans un dépôt plus ancien (par exemple au niveau de la ride R1, ou ailleurs dans le bassin versant situé en amont) avant d'être exposés dans leur position actuelle. Pour la datation de ces surfaces, la pré-exposition des sédiments constitue donc un paramètre fortement perturbateur. D'un autre côté, s'agissant de surfaces morphologiquement jeunes, on peut se permettre de négliger l'érosion dans les calculs sans que cela ait une influence significative sur les âges.

Puisque les surfaces T2 et E1 ont enregistré des déplacements horizontaux similaires ($25 \pm 5 \text{ m}$ et $20 \pm 1 \text{ m}$, respectivement), on peut supposer qu'elles se sont mises en place simultanément. Cette hypothèse est supportée par le fait que les échantillons moins concentrés

de T2 présentent les mêmes concentrations des blocs de E1. On peut donc conclure que ces échantillons sont les seuls à être peu ou pas affectés par l'héritage, et qu'ils contraignent au mieux l'âge de ces deux marqueurs. La période d'exposition a été calculée par une moyenne pondérée des âges des trois échantillons de E1 plus les quatre échantillons les moins concentrés de T2. Les barres d'erreur correspondent à la différence entre cette moyenne et les âges extrêmes obtenus, incertitudes incluses. L'âge calculé est de $20,1^{+18,5}_{-4,0}$ ka, et doit être considéré comme un maximum, étant donné que même ces échantillons pourraient contenir une fraction de ^{10}Be hérité. La vitesse de glissement horizontal minimale sur les derniers ~20 ka le long de la faille de Hovd au niveau du massif de Tsambagarav est ainsi calculée à $1,2 \pm 0,7$ mm/an.

4.1.2 Quantification de la vitesse verticale et horizontale de la faille de Hovd au niveau du massif d'Ih Turgén

La faille de Hovd se poursuit vers le Nord de l'Altay le long d'une direction N 160°E, jusqu'à rencontrer le massif d'Ih Turgén au niveau de la frontière mongolo-russe (Figures I.2 et IV.1). Ici, la faille sépare le relief qui se développe à l'Ouest du bassin d'Achit Nuur situé à l'Est (Figure IV.7). Dans ce secteur, la cinématique de la faille est clairement oblique, avec une composante inverse de plus en plus importante en s'approchant du relief principal qui se situe entre les latitudes 49°45' et 50°00'N. Notons que le sens du pendage de la faille s'est inversé par rapport à Tsambagarav. Par endroits, la déformation est partitionnée sur un segment inverse aux pieds du relief et sur un segment décrochant situé quelques dizaines de mètres en amont. La partition n'est donc que très superficielle.

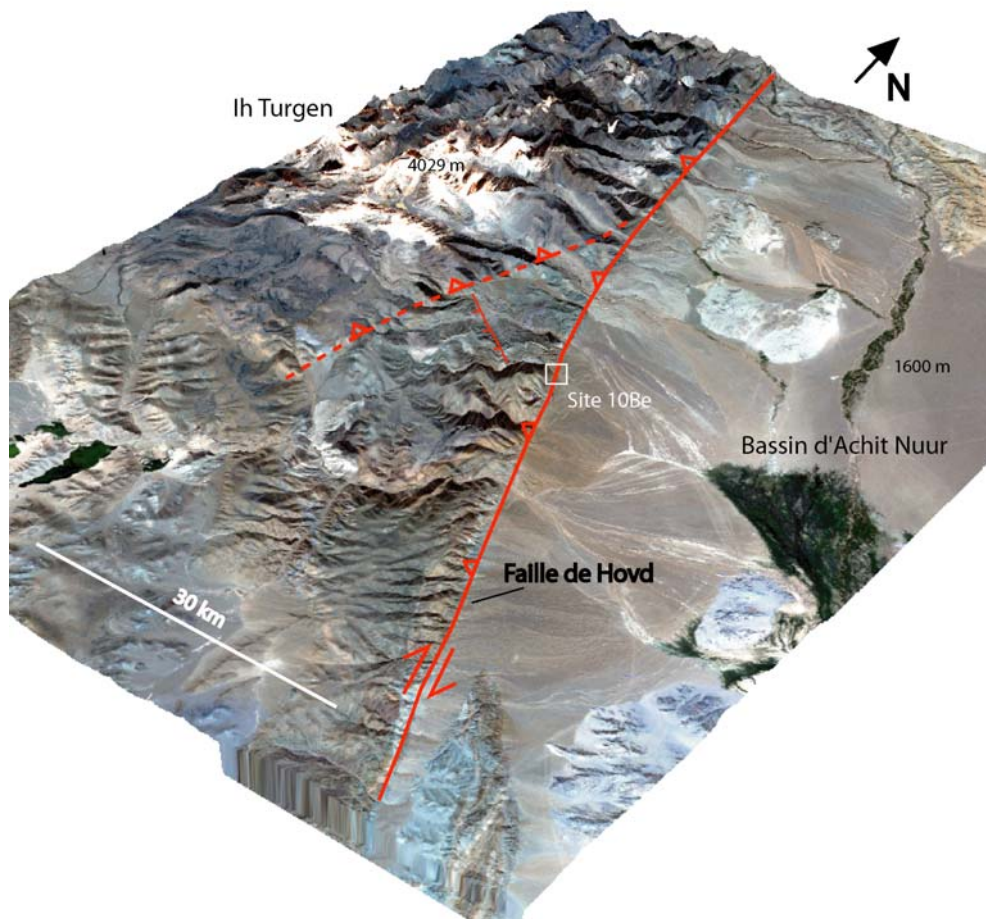


Figure IV.7 : (A) MNT du massif d'Ih Turgan, habillé avec une image Landsat, et localisation du site d'étude ^{10}Be sur la faille de Hovd. (B) Vue de la faille de Hovd depuis le bassin d'Achit Nuur.

Le site sélectionné pour l'étude morphotectonique se trouve légèrement au Sud du relief principal, dans une zone où la déformation est partitionnée (Figures IV.7A et IV.8). Ce choix a été en partie dicté par le fait que, plus au Nord, les déformations plus anciennes sont masquées par les épais dépôts morainiques holocènes aux débouchés des grandes vallées glaciaires du massif. D'autre part, la région est relativement pauvre en roches granitiques ou riches en quartz, ce qui restreint la disponibilité de surfaces datables au ^{10}Be .

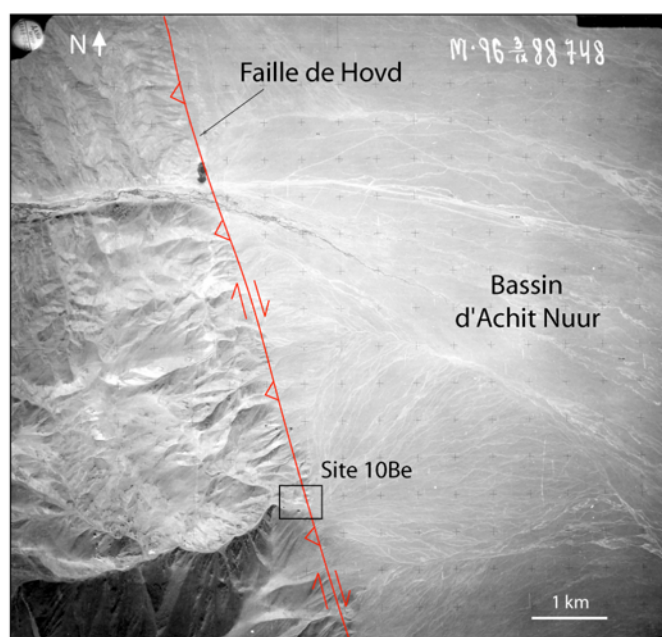


Figure IV.8 : photo aérienne du site ^{10}Be . Représentation du segment oblique de la faille de Hovd en profondeur (le partitionnement très superficiel est détaillé dans les figures suivantes).

Un cône-terrasse abandonné sur la rive gauche d'une rivière est décalé verticalement par le segment inverse frontal, et latéralement de façon dextre par le segment décrochant (Figure IV.9). Une petite terrasse est abandonnée toujours sur la rive gauche, à peine au-dessus du lit actif de la rivière, par une incision liée au mouvement vertical sur le segment inverse. Le décalage vertical cumulé par l'action de la faille inverse après le dépôt de la surface alluviale principale est de $13,0 \pm 0,5$ m (Figures IV.9 et IV.10). Le décalage horizontal apparent est de 35 ± 5 m, mais puisque le marqueur en aval de la faille décrochante

n'est pas aussi linéaire qu'en amont, nous ne pouvons pas exclure un recul latéral de ce relief dû à de l'érosion. Nous considérons qu'il s'agit donc d'un rejet horizontal minimum. Comme dans le cas étudié à Tsambagarav, le déplacement latéral de cette terrasse a commencé quelque temps après son abandon, et sa datation correspond donc à une période maximale d'enregistrement de la déformation.

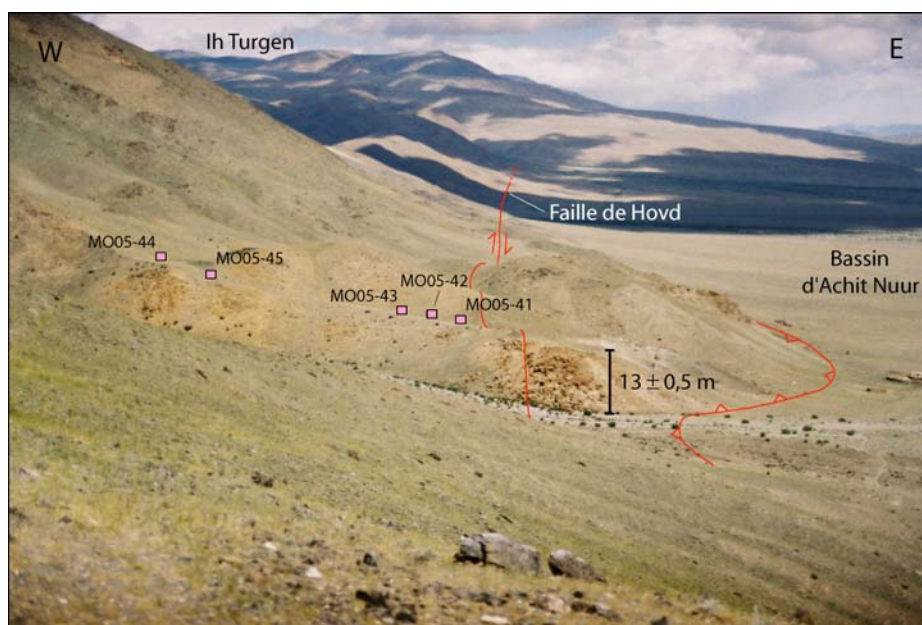


Figure IV.9 : Vues sur l'escarpement produit par le segment inverse frontal et sur le décalage dextre produit par le segment décrochant. La position des échantillons ^{10}Be est aussi représentée.

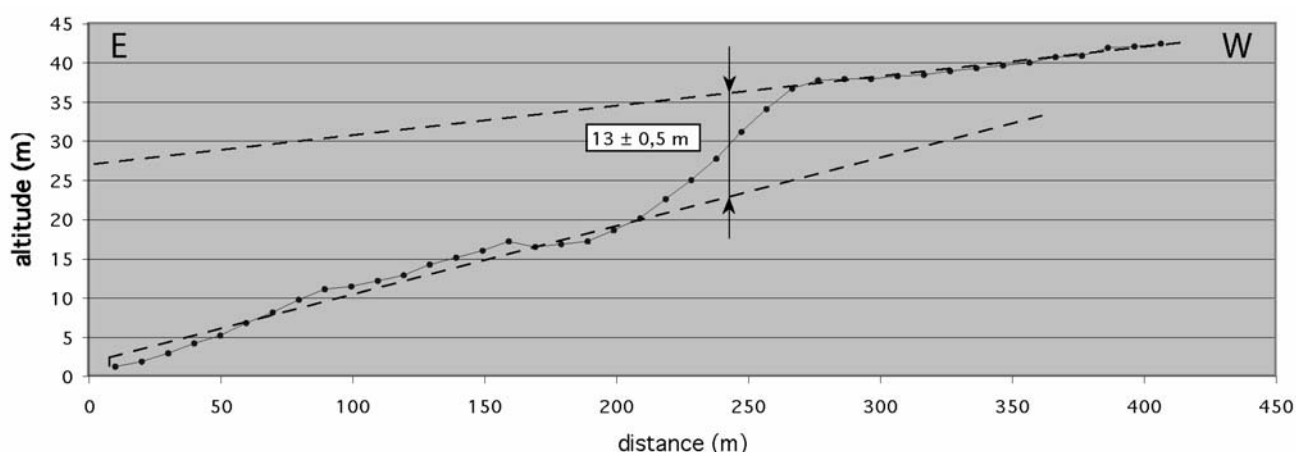


Figure IV.10 : Profil topographique perpendiculaire à l'escarpement, montrant un décalage vertical de $13,0 \pm 0,5$ m.

Faute de blocs métriques riches en quartz, l'échantillonnage ^{10}Be a été fait sur des clastes de quartzites décimétriques, parfois patinés, enchâssés dans la matrice alluviale du cône-terrasse. Les concentrations obtenues sont relativement peu dispersées et comprises entre $1,1 \pm 0,1$ Mat/g et $2,2 \pm 0,1$ Mat/g (Tableau IV.2).

Echantillons	Production (at/g/an)	^{10}Be (at/g)	Erreur (at/g)	Age (ans)	Erreur (ans)
MO-05-41	24.2	1.09E+06	8.02E+04	4.50E+04	4.00E+03
MO-05-42	24.2	2.22E+06	1.07E+05	9.30E+04	7.00E+03
MO-05-43	24.2	1.73E+06	1.12E+05	7.20E+04	6.00E+03
MO-05-44	24.2	1.82E+06	8.23E+04	7.60E+04	6.00E+03
MO-05-45	24.2	1.72E+06	1.00E+05	7.15E+04	6.00E+03
Moyenne pondérée				6.50E+04	

Tableau IV.2 : Résultats de l'analyse ^{10}Be à Ih Torgen.

Dans ce cas, on ne peut pas connaître la part d'héritage associée aux échantillons, mais d'après les fortes concentrations, nous pouvons néanmoins supposer que cette surface est relativement vieille (plusieurs dizaines de milliers d'années) et que le taux d'érosion soit le paramètre majoritairement contraignant pour sa datation. En faisant l'approximation d'un taux

d'érosion nul, nous avons donc déterminé un âge d'exposition minimum donné par la moyenne des concentrations (puisque nous n'avons aucune estimation sur l'héritage), qui est de 65^{+35}_{-24} ka. Ce résultat correspond à une vitesse maximale de glissement vertical de la faille de $\sim 0,2$ mm/an. En tenant compte des incertitudes sur le rejet horizontal total (minimum), sur la période d'enregistrement de la déformation (maximum) et sur l'âge de la surface (minimum), nous estimons une vitesse de glissement horizontal de $\sim 0,5$ mm/an, qui à notre avis doit être considérée comme une valeur minimale.

4.2 Analyse traces de fission des massifs de Baatar Khairhanii et d'Ih Turgan dans l'Altay Mongol

L'analyse traces de fission dans ces deux massifs, avec celle d'Ih Bogd dans le Gobi-Altay, vise à déterminer le début de la déformation cénozoïque dans la région Mongolie-Sibérie. De plus, comme dans le cas d'Ih Bogd, les résultats vont nous renseigner sur l'histoire thermique plus ancienne de la croûte superficielle et sur l'âge de formation de la pénéplaine dont les restes forment le substratum du haut plateau mongol et les sommets plats des massifs de l'Altay et du Gobi-Altay.

Pour chaque massif, nous avons échantillonné le socle sur des profils sub-verticaux afin de connaître l'histoire thermique de roches qui ont résidé dans la croûte superficielle à des profondeurs différentes avant d'être exhumées. Cette stratégie permet d'analyser l'histoire thermique de roches ayant subi les mêmes épisodes de refroidissement à des profondeurs (et donc des températures) différentes. Dans ce type de contexte tectonique, les échantillons de la partie haute du profil, sortis de la PAZ (à une température inférieure à 60°C) en premiers,

enregistrent essentiellement les événements anciens, tandis que les échantillons de la partie basse du profil sont ceux qui peuvent nous renseigner sur l'âge du début de la surrection en cours. Pour le massif de Baatar Khairhanii l'analyse traces de fission a été couplée avec une analyse U-Th/He (collaboration avec S. Bricau et D. Stockli, Kansas University) pour essayer de mieux contraindre l'âge des mouvements verticaux les plus superficiels de la croûte.

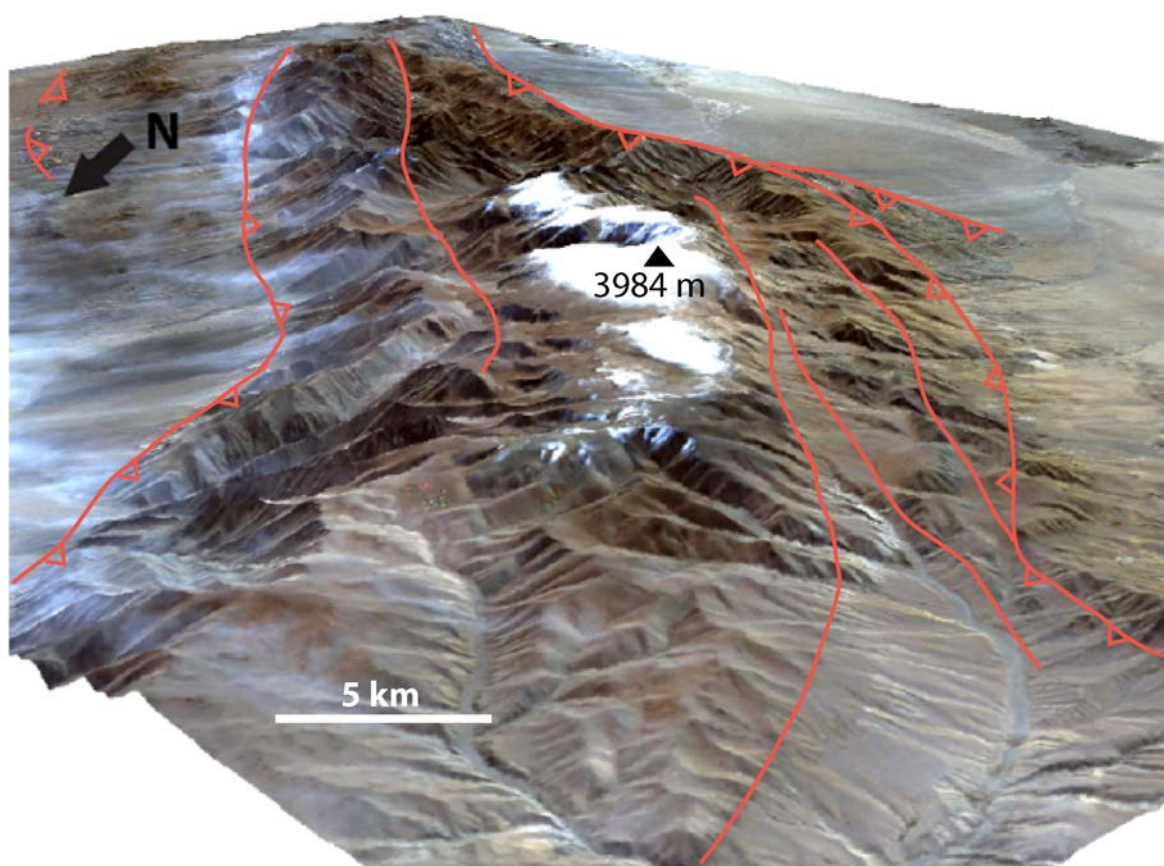


Figure IV.11 : MNT du massif de Baatar Khairhanii, habillé avec une image Landsat, et représentation de ses failles principales.

À complément de cette analyse, des échantillons du socle ont été récoltés au niveau du haut plateau mongol, au mur des failles bordières des massifs respectifs. Ces échantillons, de

par leurs positions, font partie de la surface de pénéplanation qui s'étalait sur la région avant la formation des chaînes cénozoïques. Il est donc intéressant de comparer les âges traces de fission et les chemins thermiques qu'elles ont enregistrés en comparaison avec ceux des roches qui se trouvent au niveau des plateaux sommitaux des massifs, pour pouvoir vérifier s'il s'agit des mêmes surfaces d'érosion.

4.2.1 Histoire cénozoïque et ante-cénozoïque du massif de Baatar Khairhanii

L'étude du massif de Baatar Khairhanii a été effectuée dans le cadre du stage de recherche de Master 2 de Raquel De Vicente, dont j'ai assuré le co-encadrement. Les résultats et les figures présentés ici font référence à ce travail.

- **Analyse morphotectonique**

Le massif de Baatar Khairhanii se situe sur la bordure orientale de la partie centre-méridionale de l'Altay Mongol (Figures I.2 et IV.1). Il s'agit d'un massif allongé selon une direction N 140°E, avec une convexité vers l'Ouest, dont les dimensions sont approximativement 50 km x 20 km (Figure IV.11). Il est bordé longitudinalement de part et d'autre par des failles inverses qui le séparent au Nord-Est du bassin de Dzereg (~1100 m) et au Sud-Est de bassins intra-montagneux perchés au sein de la chaîne (Figure IV.12). La partie sommitale du massif est constituée par un plateau, recouvert d'un glacier de forme circulaire, légèrement basculé vers le Nord-Est et culminant à 3984 m (Figures I.4B et IV.13).

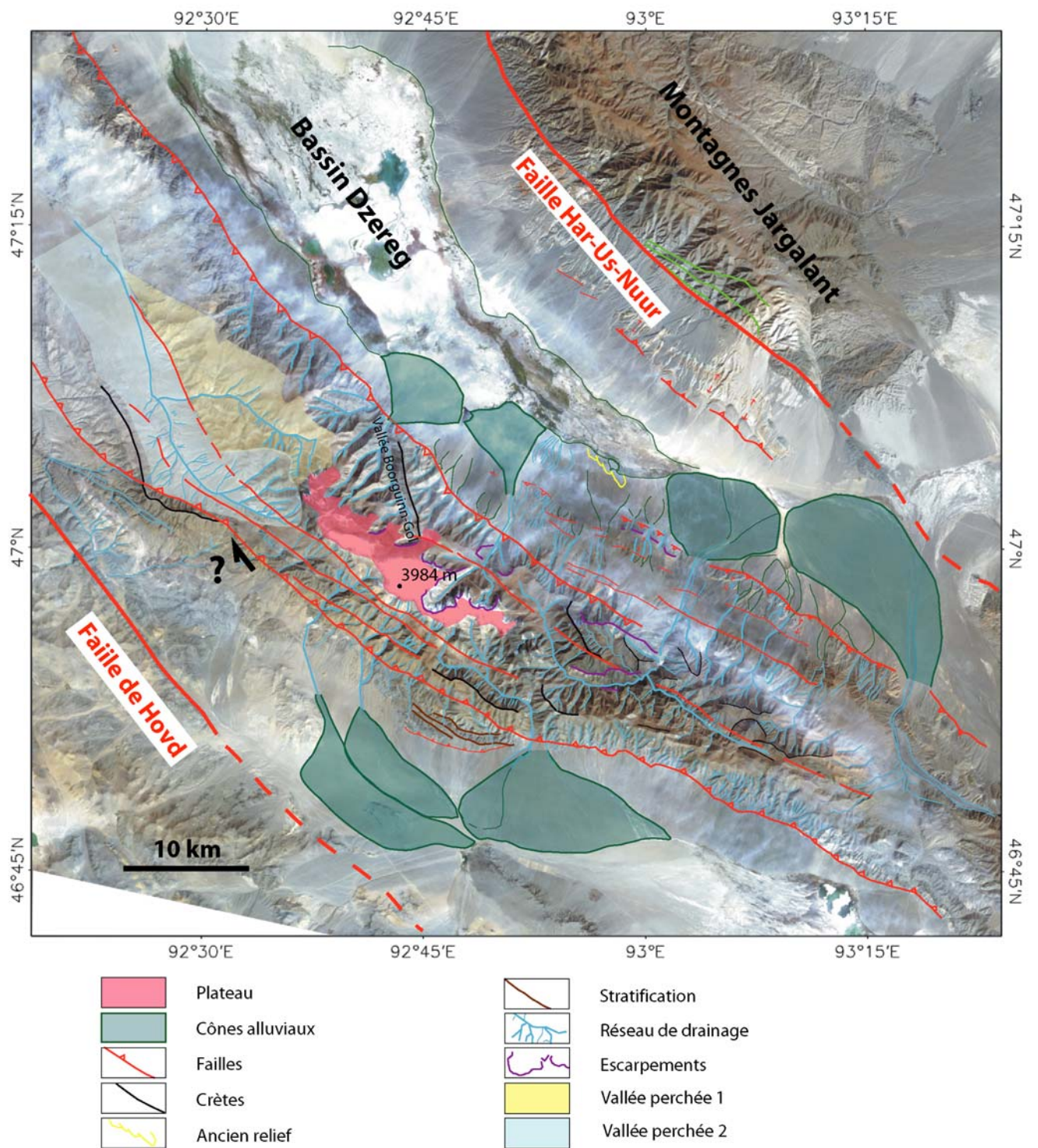


Figure IV.12 : Carte morphotectonique du massif de Baatar Khairhanii.



Figure IV.13 : Photo du plateau sommital du massif de Baatar, au Sud du glacier qui en recouvre la partie centrale.

À l'échelle du massif, on observe une topographie en 'marches d'escalier' qui évoque la présence d'autres failles actives au cours de la surrection. Comme à Ih Bogd, on constate une complexité des structures actives du côté du décrochement principal (ici, la faille de Hovd est extérieure au massif et se trouve à quelques dizaines de kilomètres de sa bordure occidentale) (Figure IV.12). La cinématique de ces failles apparaît essentiellement inverse, bien que, à cause de l'absence de marqueurs indiquant un déplacement horizontal clair, nous ne puissions pas exclure une légère composante décrochante. Dans la partie méridionale du massif, quelques kilomètres en aval du front Nord-Est principal, dans le bassin de Dzereg, il faut remarquer la présence de forebergs qui accommodent une partie de la surrection (Figure IV.12).

Le substratum du massif est formé par des granites, des roches basiques métamorphiques et des roches carbonatées (Figure IV.14A). Les granites constituent la zone axiale du massif et intrudent la formation basique au niveau de la bordure Nord-Est. Les roches carbonatées sont en contact (tectonique ?) avec les roches basiques, mais n'affleurent

que localement en bordure du massif. D'après la carte géologique au 1/500000 de Zaitsev et al. (1989), le versant Sud-Ouest du massif est formé par des séries sédimentaires du Paléozoïque, qui constituent le principal encaissant du granite central (Figure IV.14B). Les contacts entre les différentes formations sédimentaires et métamorphiques sont parallèles aux failles cénozoïques, ce qui montre l'influence de l'héritage structural sur la localisation de la déformation active. Le massif est traversé par de grandes vallées glaciaires (Figure IV.14), allant du bord du plateau jusqu'au piedmont, dans lesquelles se sont déposés des épais corps morainiques. Au niveau des piedmonts Nord-Est et Sud-Ouest se mettent en place de cônes alluviaux de plusieurs kilomètres carrés de surface (Figures IV.12 et IV.14B).

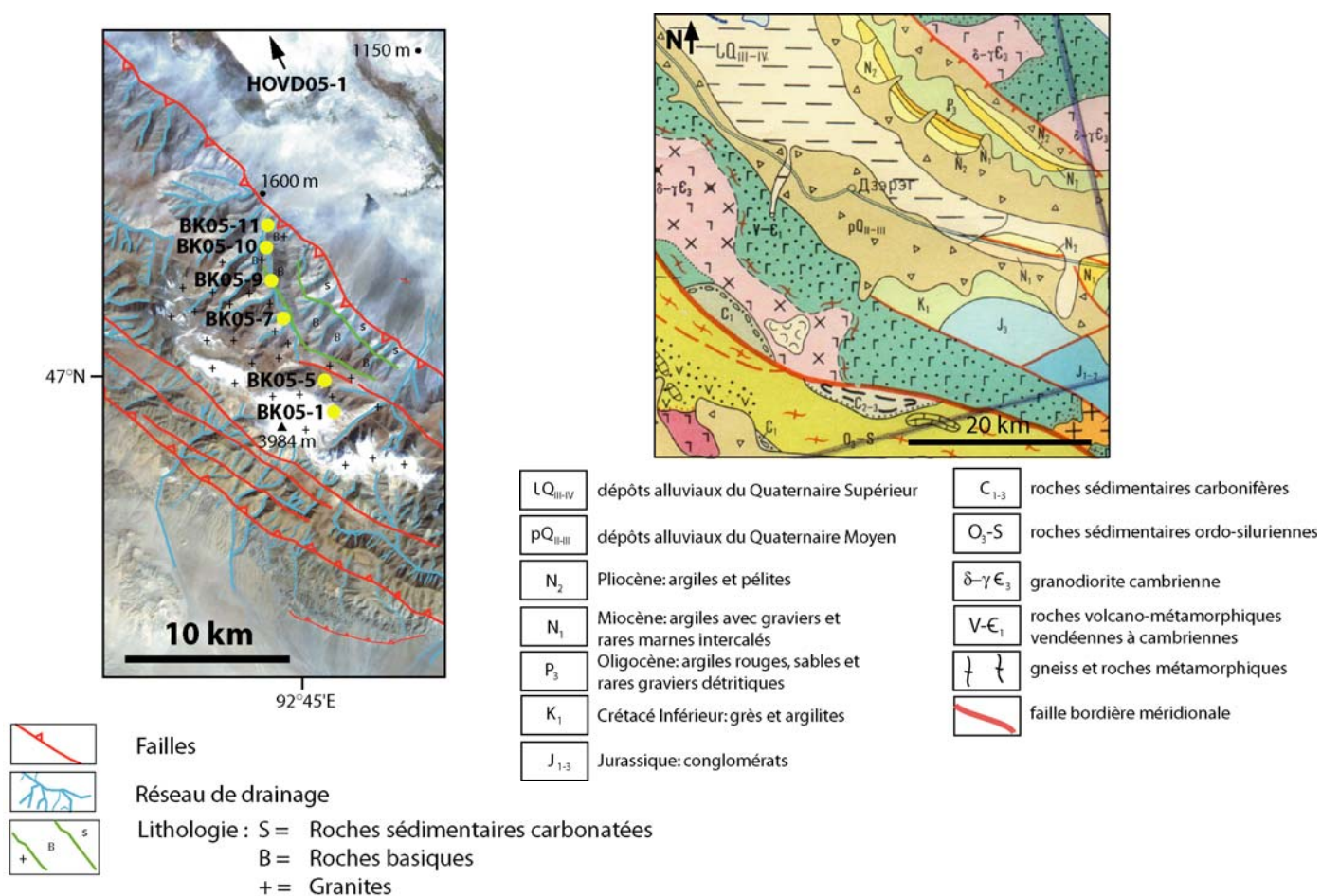


Figure IV.14 : (A) Carte géologique de la zone d'étude et localisation des échantillons. (B)

Carte géologique régionale russe au 1/500000 (modifiée d'après Zaitsev et al., 1989).

- **Résultats de l'analyse traces de fission et de l'analyse U-Th/He**

L'échantillonnage dans le massif a été concentré dans la vallée de Boorguinn-gol, une des deux principales vallées du versant Nord-Est, avec des granites affleurants sur toute sa longueur, selon une direction N 170°E (Figure IV.14A). Entre le sommet du profil (échantillon BK05-1, au bord du plateau, à 3730 m) et sa base (échantillon BK05-11, près du front actif, à 1600 m), le dénivelé total est d'environ 2100 m. Un autre échantillon (HOVD-05-1) a été récolté quelques dizaines de kilomètres plus au Nord, dans le bassin de la Vallée des Lacs aux pieds des reliefs qui se prolongent dans la direction de l'allongement de Baatar, et donc au mur du front actif, pour nous renseigner sur l'âge du mur de la faille. Tous les échantillons sont des granites, à texture isotrope excepté le BK05-9, et les trois plus hauts du profil (BK05-1, 5 et 7) sont plus riches en minéraux clairs par rapport aux trois autres. Tous les échantillons sont riches en apatites.

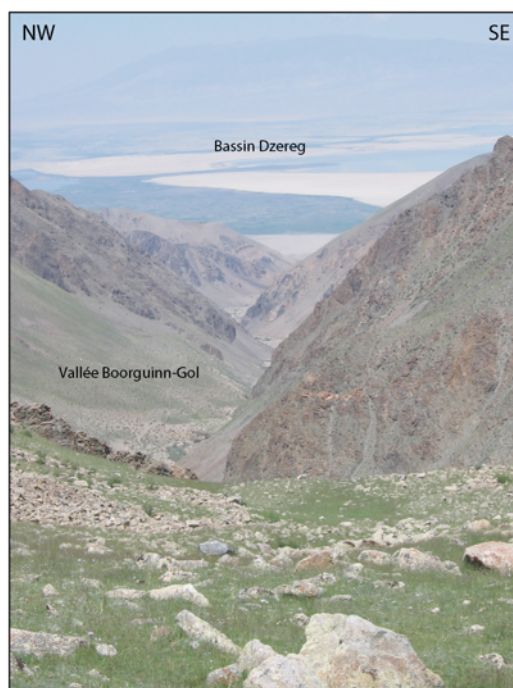


Figure IV.15 : Photo de la vallée de Boorguinn-gol, avec une moraine au premier plan et la Vallée des Lacs au fond.

Les résultats de l'analyse traces de fission sur apatite sont reportés dans le tableau IV.3. Les âges centraux, pour le profil dans le massif, sont compris entre 154 ± 10 et 192 ± 7 Ma. L'échantillon Hovd05-1, situé dans la Vallée des Lacs, a un âge de 198 ± 13 Ma, équivalent à celui de l'échantillon BK05-1 situé sur le plateau sommital. La distribution des âges le long du profil, caractérisée par une corrélation positive avec l'altitude à l'exception de l'échantillon BK05-10 (Figure IV.16), est cohérente avec une exhumation au cours de laquelle les différences d'altitudes relatives entre les échantillons ont été conservées. L'âge élevé de l'échantillon BK05-10 est difficile à expliquer d'un point de vue géologique. Cet âge pourrait être lié à une différente chimie des apatites par rapport aux autres échantillons.

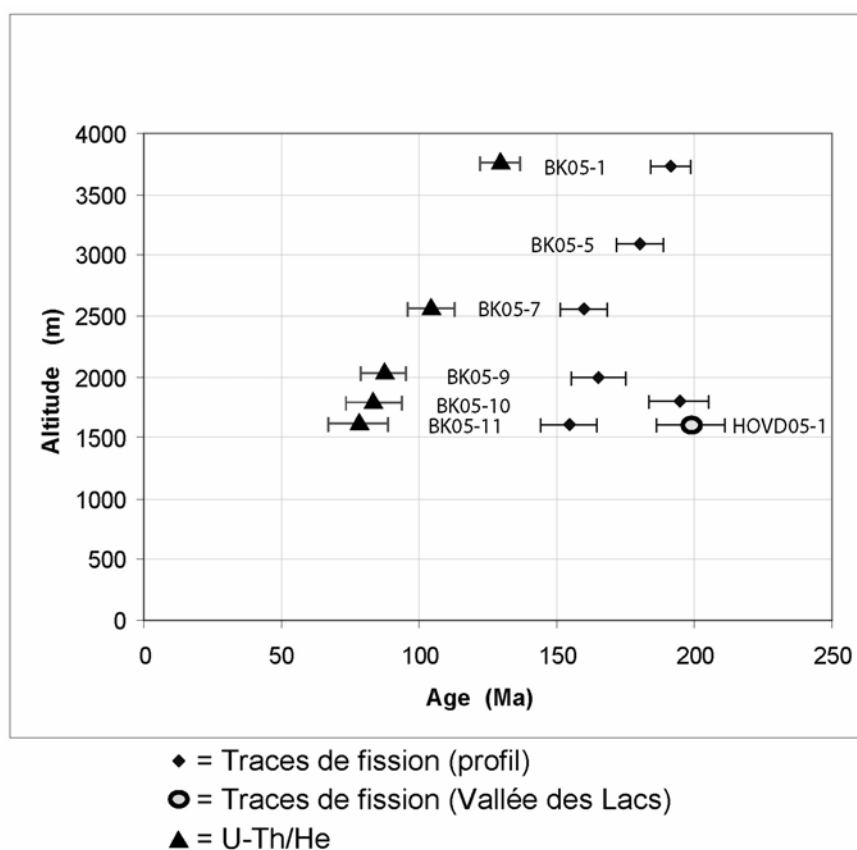


Figure IV.16 : Diagramme âges – altitudes des données traces de fission et U-Th/He du massif de Baatar Khairhanii.

Echantillons	Altitude (m)	Nombre de grains	Densité du standard ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$) (comptées)	$\rho_s (\times 10^5 \text{ cm}^{-2})$ (comptées)	$\rho_i (\times 10^5 \text{ cm}^{-2})$ (comptées)	[U] (ppm)	$P(\chi^2)$ (%)	Var (%)	Age central (Ma)	Erreur 2σ (Ma)	LMT (μm) (comptées)	Erreur 1σ (μm)
BAATAR 2005												
BK05-1	3730	20	10,7 (11412)	22,7 (1857)	23,0 (1877)	26,3	51	3	192	7	11,5 (100)	0,3
BK05-5	3100	20	10,1 (11412)	14,8 (985)	15,0 (1002)	18,2	100	1	180	9		
BK05-7	2560	20	9,8 (11412)	9,0 (780)	10,0 (869)	13,0	96	1	160	8		
BK05-9	2000	20	12,1 (9880)	8,9 (549)	11,1 (685)	12,1	94	1	165	10	12,2 (72)	0,2
BK05-10	1800	20	10,8 (9880)	13,3 (712)	13,3 (714)	14,9	100	3	195	11		
BK05-11	1600	20	10,5 (9880)	14,3 (445)	17,7 (549)	21,6	100	1	154	10	11,7 (100)	0,2
Hovd-05-1	1600	20	11,6 (11412)	11,4 (505)	12,0 (533)	13,3	100	1	199	13	11,3 (100)	0,3

Tableau IV.3 : Résultats de l'analyse traces de fission du massif de Baatar Khairhanii.

Les résultats de l'analyse U-Th/He, effectuée sur cinq des six échantillons du profil, sont reportés dans le tableau IV.4 (cf. aussi Annexe C). Les âges U-Th/He des échantillons sont compris entre 77 ± 4 Ma et 127 ± 6 Ma. Les âges U-Th/He sont tous plus faibles que les âges centraux traces de fission correspondants, ce qui est compatible avec les différentes gammes de températures auxquelles s'intéressent les deux méthodes thermochronologiques. Comme pour les âges traces de fission, on observe une corrélation positive avec l'altitude (BK05-10 inclus) (Figure IV.16). Tous les âges traces de fission et U-Th/He sont antérieurs au Cénozoïque, et donc, comme à Ih Bogd, ils ne nous renseignent pas directement sur le début de la surrection en cours.

Les longueurs moyennes des traces ont été mesurées dans les échantillons BK05-1, 9, 11 et HOVD-05-1. Les valeurs obtenues varient entre $11,3 \pm 0,3$ et $12,2 \pm 0,2 \mu\text{m}$. Ces valeurs sont en moyenne plus faibles que celles obtenues à Ih Bogd, alors que les minima sont similaires. Les échantillons du profil montrent des pics dans la distribution des longueurs autour de $11\text{-}13 \mu\text{m}$ (Figure IV.17). La distribution des longueurs de l'échantillon de la Vallée des Lacs (HOVD-05-1) est unimodale et comprise entre 5 et $15 \mu\text{m}$, avec un maximum entre 12 et $14 \mu\text{m}$. Ces données vont nous permettre de reconstruire les chemins thermiques suivis

par les échantillons entre 60° et 110°C et d'essayer de contraindre l'âge des mouvements verticaux les plus récents de la croûte superficielle.

Sample	Age [Ma]	± [Ma]	U [ppm]	Th [ppm]	Th/U	He [ncc/mg]	mass [mg]	Ft	stddev
<i>Altay (Baatar)</i>									
BK05-1-Ap1	119.1	7.1	32.7	73.2	2.24	550.7	9.2	0.76	
BK05-1-Ap2	129.7	7.8	42.3	103.2	2.44	733.5	4.6	0.69	
BK05-1-Ap3	132.2	7.9	48.1	135.8	2.82	845.7	3.6	0.65	
BK05-1-Ap	127.0	7.6	41.1	104.1	2.50	710.0	5.8	0.70	7.0
BK05-7-Ap1	110.4	6.6	14.5	43.5	3.00	260.1	6.2	0.71	
BK05-7-Ap2	98.3	5.9	10.2	31.3	3.07	136.1	5.7	0.72	
BK05-7-Ap3	96.5	5.8	13.2	38.5	2.92	191.2	7.8	0.73	
BK05-7-Ap	101.7	6.1	12.6	37.8	2.99	195.8	6.6	0.72	7.6
BK05-9-Ap1	84.6	5.1	7.2	32.0	4.45	90.2	9.2	0.74	
BK05-9-Ap2	88.4	5.3	14.8	36.2	2.44	192.1	7.9	0.76	
BK05-9-Ap3	79.2	4.8	8.1	25.3	3.13	101.4	8.0	0.75	
BK05-9-Ap	84.1	5.0	10.0	31.2	3.34	127.9	8.4	0.75	4.6
BK05-10-Ap1	87.5	5.2	24.8	34.3	1.38	259.5	8.5	0.74	
BK05-10-Ap2	82.0	4.9	11.9	23.1	1.94	126.9	6.6	0.73	
BK05-10-Ap3	76.2	4.6	13.7	36.1	2.64	147.0	5.3	0.71	
BK05-10-Ap	81.9	4.9	16.8	31.2	1.99	177.8	6.8	0.73	5.7
BK05-11-Ap1	78.7	4.7	15.0	53.7	3.59	196.8	8.7	0.74	
BK05-11-Ap2	77.6	4.7	16.5	46.8	2.84	193.0	7.8	0.74	
BK05-11-Ap3	74.3	4.5	18.6	63.5	3.41	214.7	4.7	0.71	
BK05-11-Ap	76.9	4.6	16.7	54.7	3.28	201.5	7.1	0.73	2.3

Tableau IV.4 : Résultats de l'analyse U-Th/He du massif de Baatar Khairhanii.

• Modélisations des chemins température-temps

Pour chacun des trois échantillons du profil, nous avons effectué la modélisation des chemins thermiques suivant deux protocoles. D'abord, nous avons effectué une inversion classique des âges traces de fission et de la distribution des longueurs de traces au moyen du logiciel AFTSolve (Ketcham and Donelick, 2000), en choisissant le modèle d'effacement des traces proposé par Laslett et al. (1987), qui est valable pour des apatites avec une chimie

similaire à celle du standard Durango, et qui est bien adapté pour des vitesses de refroidissement lentes. Ensuite, nous avons effectué la même inversion en tenant compte des données U-Th/He, qui ont été injectées dans les modélisations en termes de contraintes thermiques ponctuelles. Compte tenu des incertitudes sur la valeur de la température de fermeture de ce thermochronomètre dans un contexte de refroidissement similaire à celui d'Ih Bogd (cf chapitre 3.2.3), nous avons choisi de considérer un intervalle relativement large, compris entre 60° et 80°C.

Les tendances générales des chemins générés, dans la zone de validité des modèles, sont similaires pour les deux types de modèles (Figure IV.17). Cela montre que, en tenant compte des conditions choisies, les résultats des deux méthodes chronologiques sont compatibles entre eux. Globalement, les données U-Th/He semblent apporter une amélioration sur la précision des chemins thermiques dans la partie supérieure de la PAZ, notamment celui de l'échantillon BK05-11, qui est fondamental pour la détermination de l'âge du début de la surrection du massif.

Les échantillons prélevés au sommet du massif (BK05-1) (Figure IV.14A) et dans la Vallée des Lacs (HOVD-05-1) ont des histoires thermiques similaires, caractérisées par une longue résidence dans la PAZ suivie d'un long épisode de refroidissement qui démarre au Jurassique Supérieur (Figure IV.17). L'enveloppe de confiance à 1σ montre une exhumation progressive de ces roches vers la surface, même si nous n'avons pas d'information sur le chemin thermique suivi dans les deux premiers kilomètres de la croûte (entre ~100 Ma et l'actuel).

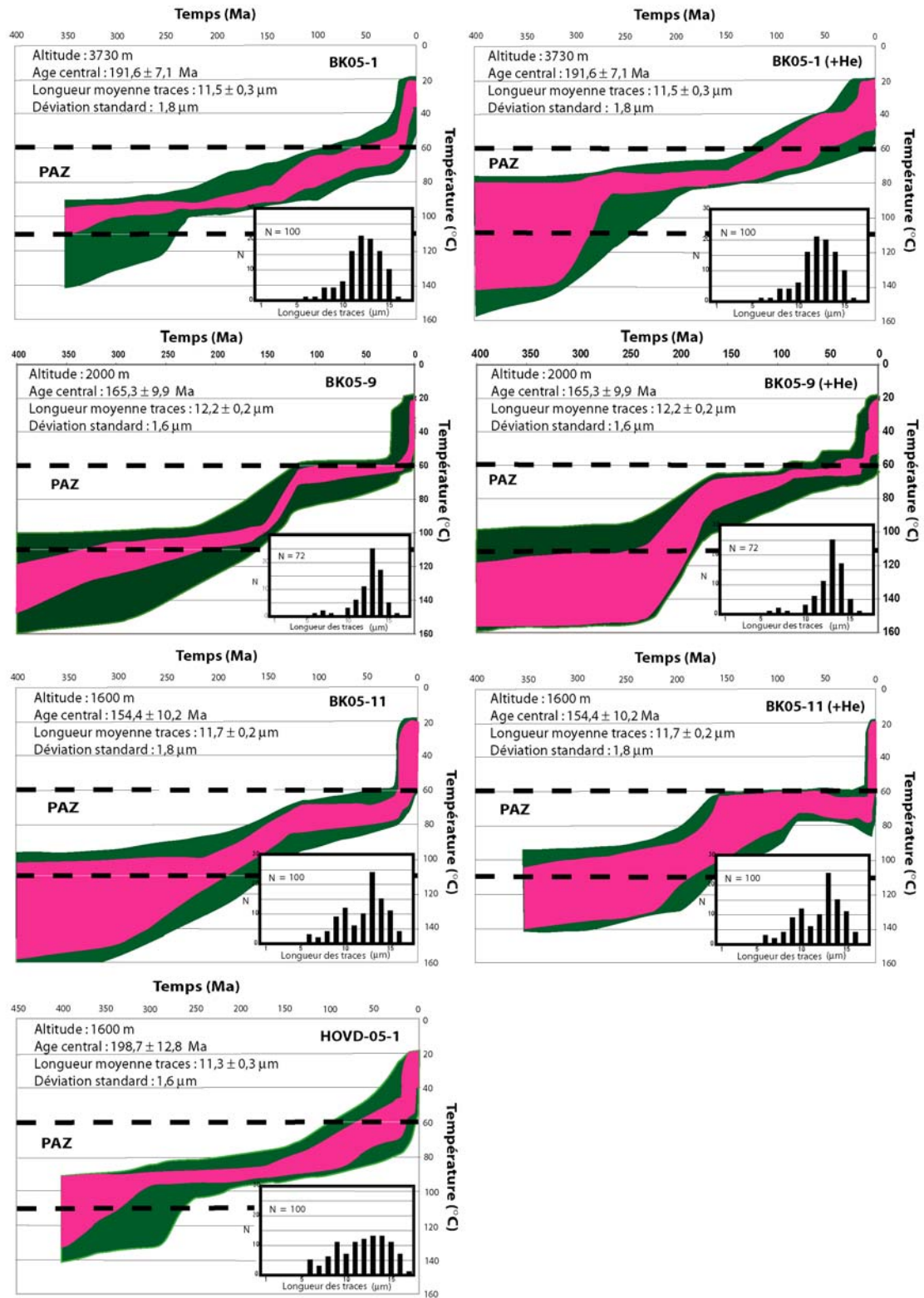


Figure IV.17 : chemins thermiques statistiques et distribution des longueurs des traces des échantillons de Baatar Khairhanii. Pour chaque échantillon (sauf pour HOVD-05-1) sont représentés les modèles obtenus sans (à gauche) et avec (à droite) la prise en compte des données U-Th/He.

L'échantillon BK05-9, situé à 2000 m d'altitude dans la vallée de Boorguiin-gol (Figures IV.12 et IV.14A), remonte en dessous de 110° plus tardivement par rapport aux deux échantillons précédents (entre 200 et 350 Ma selon les différents modèles) (Figure IV.17). Il enregistre aussi un événement de refroidissement au cours du Jurassique, plus nettement marqué ici, et qui se termine au Crétacé. À partir de ~50 Ma l'enveloppe à 1 σ sort en partie de la PAZ, donc cet échantillon ne nous donne pas non plus d'informations par rapport à la tectonique cénozoïque.

L'échantillon BK05-11 est situé à la base du profil, à 1600 m, au fond de la vallée de Boorguiin-gol à proximité du front inverse actif (Figure IV.14A). Il s'agit donc de l'échantillon qui a été exhumé en dernier et qui, se trouvant environ 2,4 km plus bas que le plateau sommital, est censé avoir quitté la PAZ après que la surrection de Baatar a commencé. Le chemin thermique au mésozoïque ressemble à celui de BK05-9, avec l'enregistrement du refroidissement qui s'est produit entre le Jurassique et le Crétacé (Figure IV.17). À la fin de cet épisode, l'échantillon se situe dans la partie supérieure de la PAZ et il ne subit pas de variations de température notables jusqu'à un épisode de refroidissement brutal qui commence entre 5 et 1 Ma.

- **Interprétation des résultats**

Les modélisations des chemins température-temps obtenues à partir des données traces de fission montrent que, après une longue phase de stabilité qui commence au Paléozoïque Supérieur, une première phase d'exhumation se produit entre le Jurassique et le Crétacé Inférieur. L'amplitude de cet épisode de refroidissement, qui d'après les modèles des

échantillons plus profonds serait de l'ordre de 1-1,5 km, est moins importante que celle de l'épisode mésozoïque qui a affecté la croûte dans la zone d'Ih Bogd. Cela expliquerait les plus faibles valeurs des longueurs moyennes des traces pour des âges similaires à celles du massif d'Ih Bogd (cf. tableaux III.1 et IV.3).

Après cet événement, l'exhumation du profil est beaucoup plus lente, voire nulle, sur une période de plus de 100 millions d'années. C'est pendant cet intervalle que se forme la pénéplaine dont les reliques se trouvent au sommet du massif et dans le bassin au mur du front Nord-Est actif, comme l'indiquent les échantillons BK05-1 et Hovd-05-1 avec leurs âges et histoires thermiques mésozoïques très similaires (Figure IV.17).

La surrection du massif de Baatar actuel est marquée par l'épisode de refroidissement brutal qui a affecté l'échantillon à la base du profil (BK05-11) quand il se trouvait encore dans la partie supérieure de la PAZ (Figure IV.17). Tous les autres échantillons, à la même époque, se trouvaient déjà en dessous de 60° (c'est-à-dire à une profondeur inférieure à ~2 km). Cela est en accord avec l'hypothèse que le plateau sommital est une surface référence (à quelques dizaines de mètres près) pour l'estimation du mouvement vertical fini, qui est donc d'environ 2,4 km. D'après l'inflexion du chemin thermique de BK05-11, on peut déterminer le début de cet épisode entre 5 et 1 Ma. Cela implique un taux de surrection long terme, sur cette période, compris entre 0,5 et 2,4 mm/an.

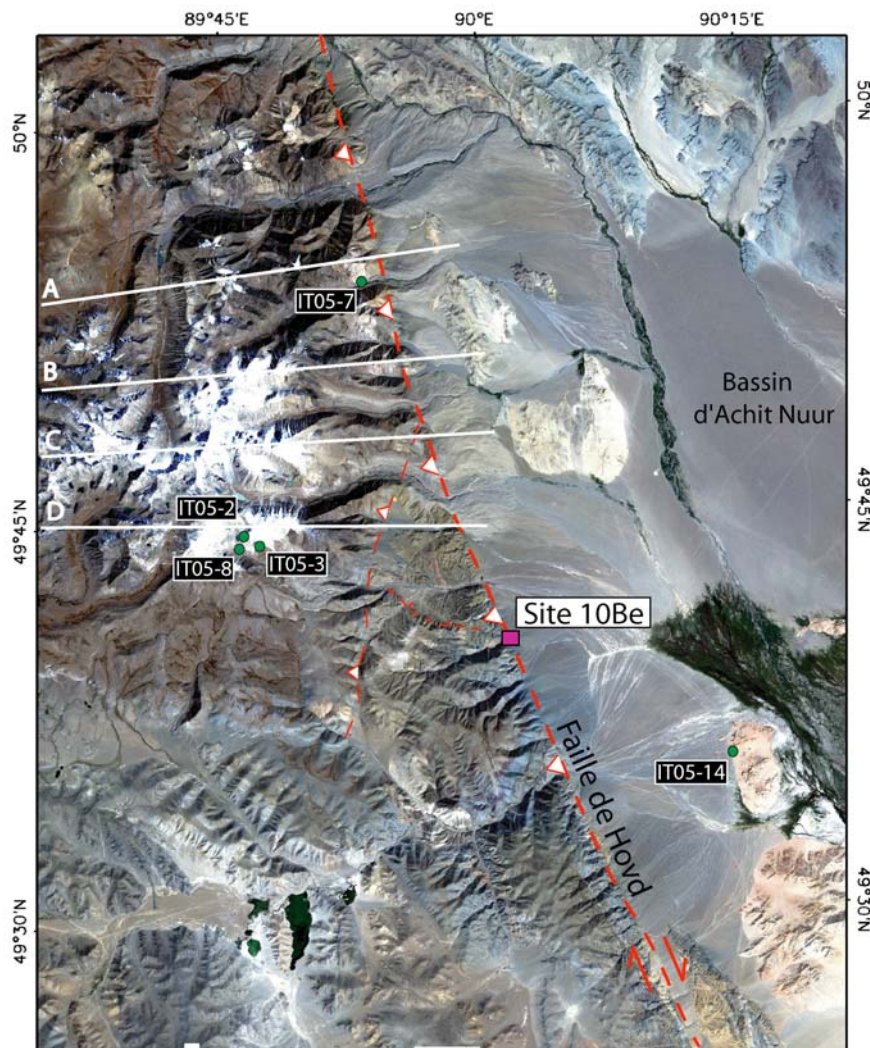


Figure IV.18 : Image Landsat du massif d'Ih Turgan, avec la localisation des profils topographiques et des échantillons traces de fission.

4.2.1 Histoire cénozoïque et ante-cénozoïque du massif d'Ih Turgan

- **Analyse morphotectonique**

Ih Turgan est un massif de 40 km de long pour 30 km de large se situant à l'extrémité septentrionale de l'Altay Mongol, à la frontière entre la Mongolie et la Russie (Figures I.2 et

IV.1). Il est bordé à l'Est par la faille de Hovd, qui le sépare du bassin d'Achit Nuur avec un dénivelé de plus de 2000 m, tandis qu'à l'Ouest l'absence de structures actives majeures et l'altitude plus élevée du piedmont rendent la pente moins abrupte (Figure IV.18). La surface sommitale, bien que plane, est entaillée par de profondes vallées glaciaires et recouverte en grande partie par des glaciers (Figure IV.19). Cette surface, qui culmine à 4029 m au cœur du massif, apparaît érodée dans sa partie orientale et présente une pente douce vers l'Est qui la fait descendre jusqu'à environ 3000 m (Figure IV.20).

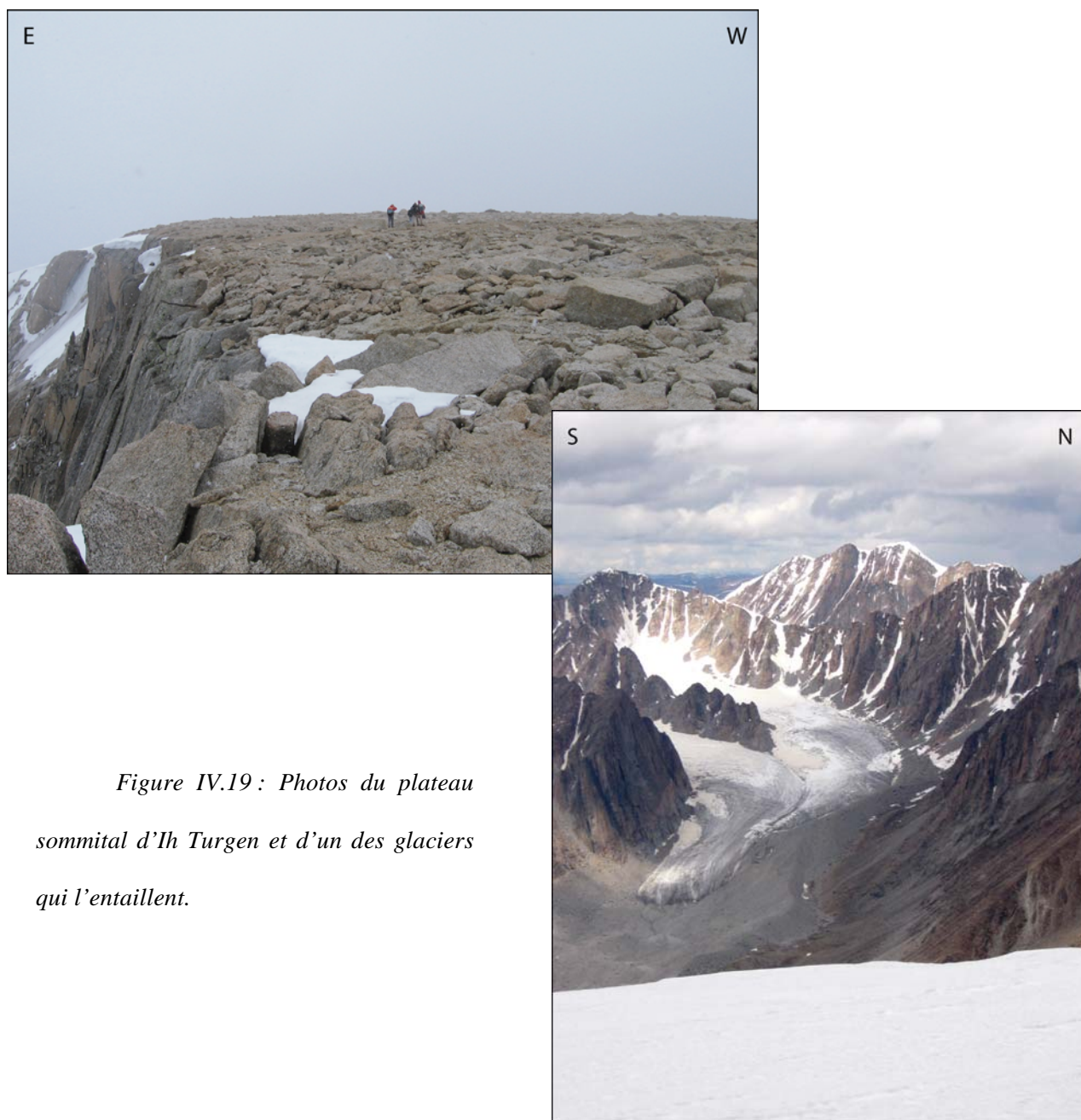


Figure IV.19 : Photos du plateau sommital d'Ih Turgan et d'un des glaciers qui l'entaillent.

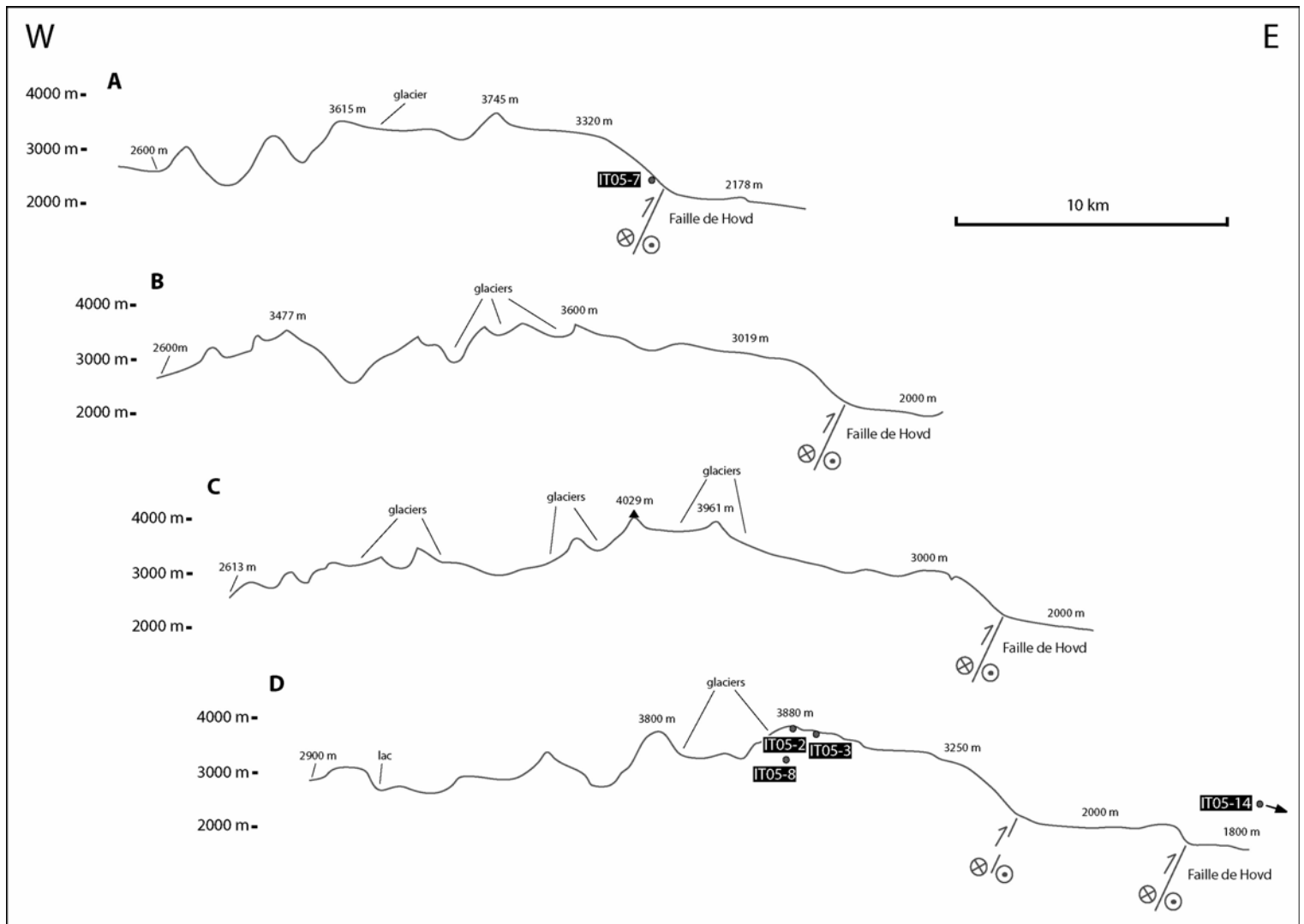


Figure IV.20 : Profils topographiques transversaux du massif d'Ih Turgen réalisés à partir de la carte topographique russe au 1/100000. Pour la localisation cf. la figure IV.18.

Le massif est soulevé à l'Est par un segment oblique de la faille de Hovd, de direction N 165°E constante sur environ 200 km, dont nous avons déterminé la vitesse verticale à ~0,2 mm/an dans le chapitre 4.1.2. Au sein du massif, du côté du décrochement principal, contrairement à Ih Bogd et Baatar, l'absence de ruptures de pente majeures parallèles au front actif suggère qu'il n'existe pas d'autres failles inverses majeures accommodant la surrection en dehors de la faille bordière (Figures IV.7 et IV.20). Seulement à l'extrémité méridionale du

massif, un escarpement majeur, de direction N 20-30°E, semble être associé à un jeu cumulé plus ancien, mais vraisemblablement cénozoïque, d'un segment inverse (Figures IV.7 et IV.20, profil D). L'obliquité de ce segment par rapport à la faille de Hovd (environ 40°) pourrait s'expliquer par une rotation anti-horaire du massif au cours de la surrection due au mouvement oblique le long de cette même faille. Dans ce secteur, nous avons aussi repéré un segment de faille visiblement actif orienté N 120°E dont la cinématique, d'après la géométrie de la rupture en surface, apparaît essentiellement normale, et dont la fonction pourrait être celle d'accommoder la déformation locale résiduelle engendrée par la rotation (Figure IV.20).



Figure IV.21 : Photo de la faille normale située entre la faille de Hovd et la faille inverse méridionale d'Ih Tergen.

À 3-4 km à l'Est du front actif, en correspondance du relief principal, il existe des collines d'une centaine de mètres d'altitude formées par le socle et allongées parallèlement à la faille de Hovd (Figures IV. 18 et IV.22). À première vue, elles pourraient correspondre à des forebergs en train de se former. Cependant, aucune faille active n'est visible aux pieds de ces structures, elles semblent antécédentes au réseau hydrographique, et l'incision des rivières apparaît progressive en amont et en aval : tout cela favorise l'interprétation de ces objets en termes de reliques d'un ancien relief.

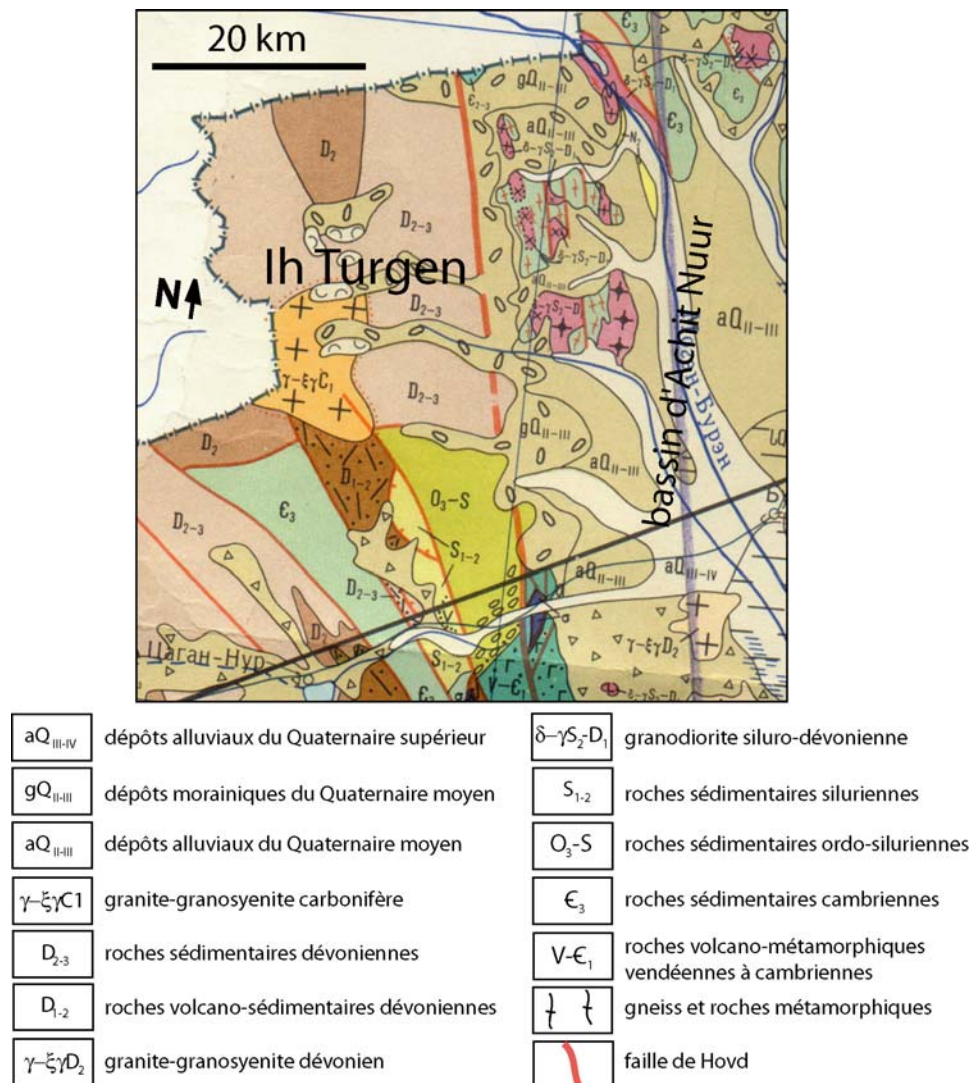


Figure IV.22 : Carte géologique régionale russe au 1/500000 (modifiée d'après Zaitsev et al., 1989).

La géologie du massif, décrite par Zaitsev et al. (1989), est dominée par la présence de séries sédimentaires métamorphiques paléozoïques, constituées essentiellement de schistes, métapélites et marbres (Figure IV.22). Ces formations sont clairement affectées par des failles et des plis qui correspondent à une déformation anté-cénozoïque. Les directions de ces failles et des plans axiaux de ces plis sont proches de celles des structures actives (Figure IV.23A). Les séries paléozoïques sont intrudées par un pluton granitique, qui constitue la partie principale du plateau sommital et qu'on retrouve aussi localement le long des vallées glaciaires. Le socle de ces vallées est en grande partie recouvert par des dépôts morainiques de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, qui débordent dans le bassin d'Achit Nuur sur plusieurs kilomètres de distance (Figures IV.22 et IV.23B). Des reliques de ces corps morainiques se trouvent perchées jusqu'à 300 m d'altitude par rapport au lit de la rivière.

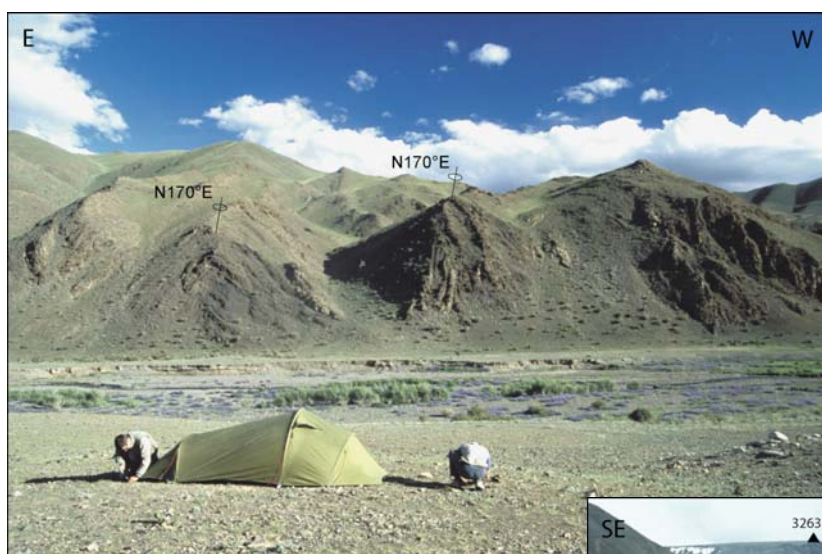


Figure IV.23 : (A) Photo de plis dans les sédiments paléozoïques, avec des directions de plans axiaux sub-parallèles à la direction de la faille de Hovd.

(B) Photo d'une des vallées glaciaires d'Ih Türgen (où l'échantillon IT05-7 a été recolté), marquée par la présence d'épais dépôts morainiques.



- **Résultats de l'analyse traces de fission**

Afin d'avoir un profil avec un dénivelé maximum, nous avons échantillonné le massif dans deux vallées différentes faisant partie du même bloc tectonique (Figure IV.18 et IV.20). Entre la base (2400 m) et le sommet du profil (3900 m) on a ainsi une différence d'altitude de 1500 m. L'échantillon situé dans le mur de la faille de Hovd (IT05-14) a été prélevé près du lac Achit Nuur, à environ 15 km du massif à une altitude de 1500 m. Tous les cinq échantillons analysés sont des granites, les trois plus hauts (IT05-2, 3 et 8) font partie d'un même pluton à feldspaths potassiques blancs et riche en biotites, tandis que le plus bas du profil (IT05-7) et le granite du bassin d'Achit Nuur ont des feldspaths roses et sont moins riches en biotites (et en apatites).

Echantillons	Altitude (m)	Nombre de grains	Densité du standard ($\times 10^5$ cm ⁻²) (comptées)	ρ_s ($\times 10^5$ cm ⁻²) (comptées)	ρ_i ($\times 10^5$ cm ⁻²) (comptées)	[U] (ppm)	$P(\chi^2)$ (%)	Var (%)	Age central (Ma)	Erreur 2 σ (Ma)	LMT (μ m) (comptées)	Erreur 1 σ (μ m)
IH TURGEN 2005												
IT05-2	3900	20	9,75 (10649)	11,2 (680)	14,3 (864)	17,8	100	0	136	7	13,1 (100)	0,2
IT05-3	3650	20	9,24 (10649)	7,9 (612)	9,9 (769)	12,5	95	1	130	7		
IT05-8	3100	20	12,25 (10634)	11,3 (761)	22,5 (1511)	22,8	86	0	110	5	12,2 (100)	0,2
IT05-7	2400	20	12,54 (10634)	6,4 (219)	17,4 (599)	17,4	100	0	82	7	11,3 (48)	0,3
IT05-14	1700	25	11,5 (10634)	9,9 (463)	10,9 (512)	13,2	100	0	184	12		

Tableau IV.5 : Résultats de l'analyse traces de fission du massif d'Ih Turgén.

Les résultats de l'analyse traces de fission sur apatites sont reportés dans le tableau IV.5. Les âges centraux, pour le profil dans le massif, sont compris entre 82 ± 7 et 136 ± 7 Ma. Ces âges sont en moyenne les plus faibles parmi ceux des trois massifs étudiés. Cependant, même dans ce cas, ils sont plus vieux que l'événement cénozoïque. L'échantillon

IT05-14, situé dans le bassin d'Achit Nuur, est sensiblement plus vieux avec un âge de 184 ± 12 Ma. Les âges du profil augmentent progressivement avec l'altitude (Figure IV.24), comme prévu par une distribution normale dans le cas d'un soulèvement en bloc et sans basculement majeur du massif.

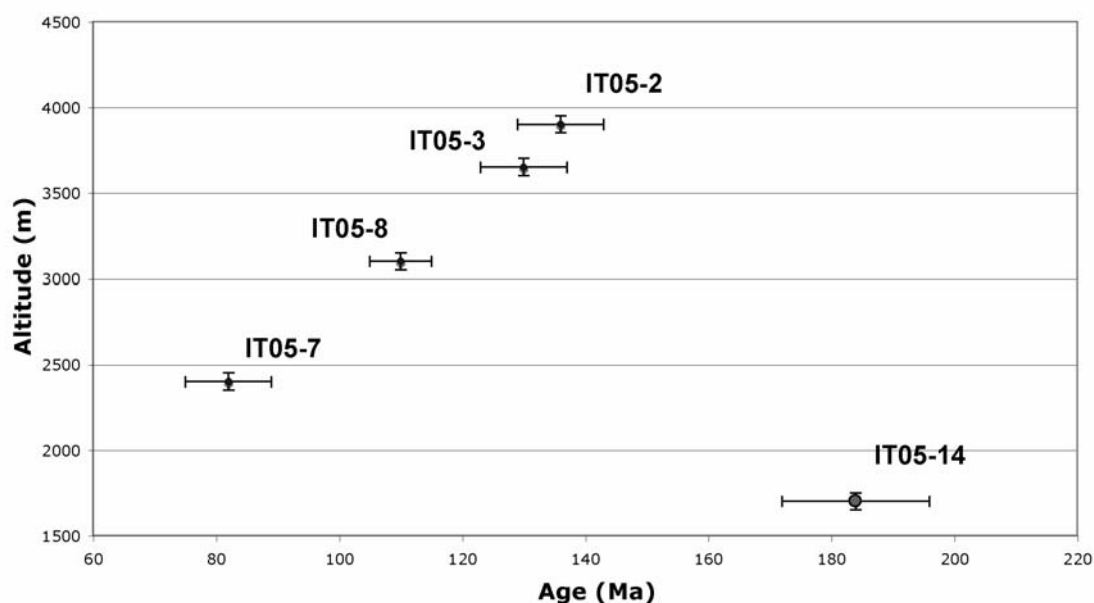


Figure IV.24 : Diagramme âges - altitudes des données traces de fission du massif d'Ih Türgen.

Les longueurs moyennes des traces ont été mesurées dans les échantillons IT05-2, 7 et 8 (l'échantillon IT05-14 ne contient pas suffisamment de cristaux d'apatites pour pouvoir obtenir une statistique correcte de la distribution des longueurs, et l'échantillon IT05-3 est encadré par deux autres échantillons appartenant au même pluton). Les valeurs obtenues varient entre $11,3 \pm 0,3$ et $13,1 \pm 0,2$ μm (Tableau IV.5). Comme pour les âges traces de fission, les valeurs des longueurs moyennes augmentent du bas vers le haut du profil. Les histogrammes des distributions des longueurs de traces montrent des tendances plutôt unimodales, avec des pics de longueurs situés entre 12 et 14 μm , qui documentent l'enregistrement d'un seul événement majeur de refroidissement (Figure IV.25).

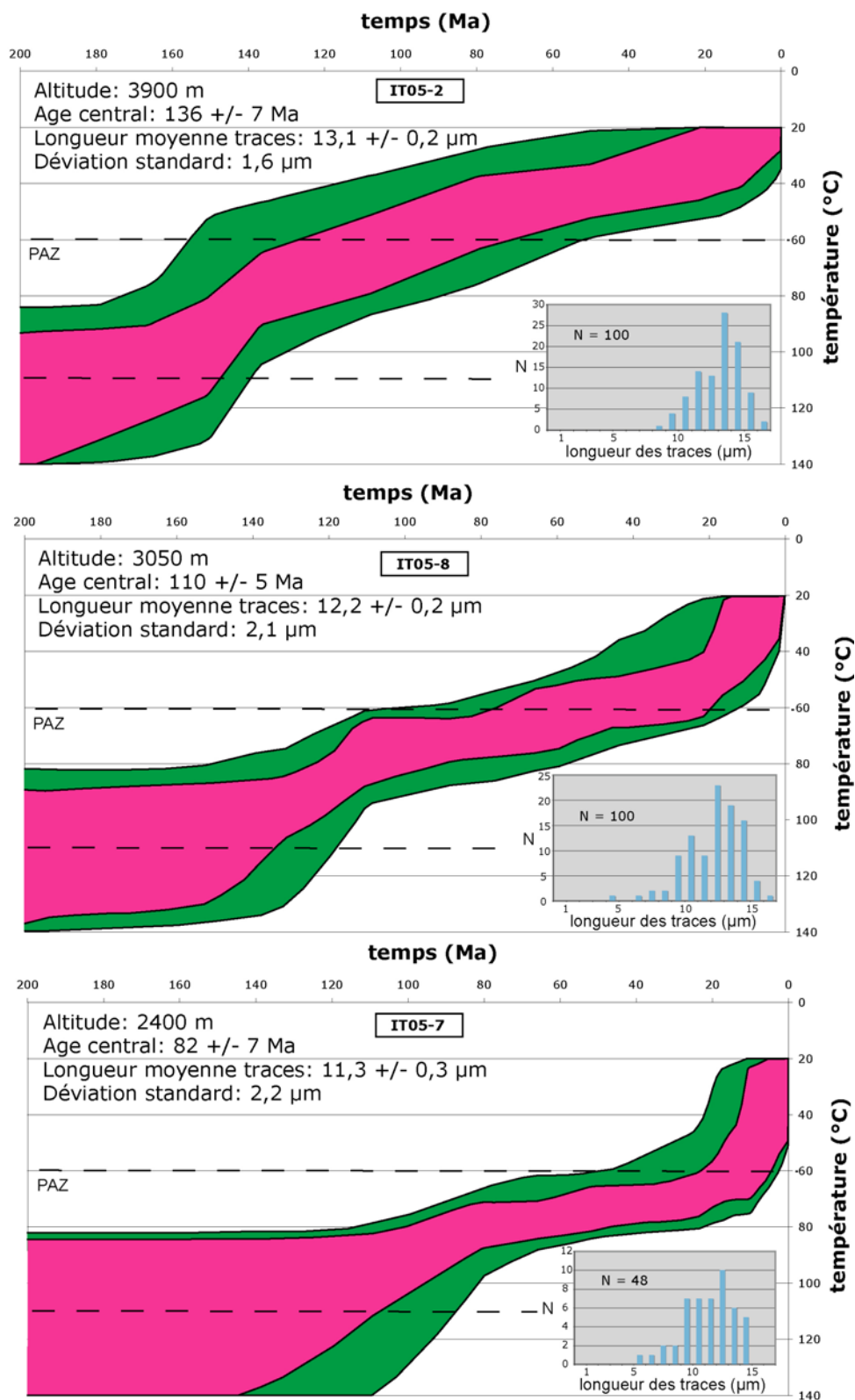


Figure IV.25 : chemins thermiques statistiques et distribution des longueurs des traces des échantillons d'Ih Turgén.

La modélisation des chemins température-temps des roches, effectuée à partir des distributions des longueurs de traces et des âges centraux, montre des résultats compatibles et complémentaires pour les trois échantillons analysés (Figure IV.25). Le modèle relatif à IT05-2 montre une phase d'exhumation qui commence avant le Jurassique Supérieur et qui continue jusqu'au-dessus de 60°C, impliquant un mouvement vertical d'au moins ~2km. Le modèle relatif à IT05-8 documente la fin du même événement vers le Crétacé Inférieur et le début d'une autre phase caractérisée par un taux de refroidissement très faible. L'échantillon IT05-7 montre que cette phase d'exhumation lente se poursuit probablement jusqu'au commencement de la surrection en cours. Cependant, l'enveloppe de confiance à 1 σ (rose) sort de la PAZ sans présenter une inflexion claire qui indiquerait le début d'un refroidissement rapide lié à la tectonique verticale cénozoïque, et ne permet donc pas de contraindre avec précision cet événement. Nous pouvons simplement estimer un âge maximum de 23 Ma en tenant compte de la limite supérieure de cette enveloppe à l'intersection avec la limite de validité du système, c'est-à-dire à 60°C. Toutefois, d'après ce modèle, il est aussi possible que l'âge réel du début de la surrection d'Ih Turgan soit plus proche de 0 que de 23 Ma.

- **Interprétation des résultats**

Les résultats de l'analyse traces de fission montrent une première phase d'exhumation au Jurassique Supérieur – Crétacé Inférieur. Comme pour Baatar, les modèles indiquent que cet épisode de refroidissement mésozoïque se poursuit sur une durée de plusieurs dizaines de millions d'années, tandis qu'à Ih Bogd il apparaît bien localisé dans le temps. Cela est confirmé par un étalement plus important des âges traces de fission en fonction de l'altitude, ce qui implique un rajeunissement progressif des âges des échantillons pendant leur passage

dans la PAZ. L'amplitude de cette exhumation est difficile à déterminer, car au Jurassique tous les échantillons du profil (sauf peut-être le sommet) se trouvent à des températures supérieures à 110°C. Nous pouvons donc estimer un minimum d'environ 2 km de déplacement vertical.

À la suite de cet événement mésozoïque, nous observons une phase de stabilité tectonique, sans mouvements majeurs, qui se poursuit jusqu'au début de la surrection actuelle d'Ih Turgén. Au cours de cette phase, le relief créé par la tectonique Jurassique – Crétacé est érodé et une surface de pénéplanation se forme. La différence de plusieurs dizaines de millions d'années entre l'âge de l'échantillon récolté dans le bassin d'Achit Nuur (184 ± 12 Ma) et l'âge de l'échantillon récolté sur le plateau sommital (136 ± 7 Ma) peut s'expliquer par une exhumation mésozoïque différentielle associée à des mouvements tectoniques plus importants au niveau d'Ih Turgén.

Le début de la surrection en cours n'est pas enregistré par nos échantillons, puisque à cette époque tout le profil se trouvait déjà à des températures inférieures à 60°C. La seule information chronologique issue de l'analyse traces de fission sur cet événement, donnée par l'histoire thermique de l'échantillon le plus bas, c'est que la surrection a commencé au Néogène.

V. ANALYSE MORPHOTECTONIQUE DANS LA CHAÎNE DE SAYAN OCCIDENTALE

La chaîne de montagnes de Sayan est le relief le plus septentrional d'Asie Centrale associé à la déformation intracontinentale générée par la collision Inde-Asie (Figures I.2 et V.1). Le contexte tectonique régional dans lequel se développe cette chaîne est complexe, à cause de la rencontre entre le régime compressif centre-asiatique et le régime transtensif du système du Baikal autour du craton Sibérien. L'étude de la tectonique active de cette chaîne, en termes de cinématiques des failles et de chronologie de formation du relief, est donc fondamentale pour une meilleure compréhension de l'évolution de la déformation cénozoïque dans la région Mongolie-Sibérie.

On subdivise ce système montagneux en deux parties, Sayan orientale et Sayan occidentale, caractérisées par des orientations différentes et connectées entre elles par des structures actives communes (Figures V.1 et V.2). Sayan orientale se développe sur 700 km à partir de l'extrémité méridionale du Lac Baikal dans une direction N140°E, au contact avec la bordure Sud-Ouest du craton Sibérien. Sayan occidentale, que nous avons pu étudier d'une façon plus détaillée en juillet 2006 et sur lequel nous allons donc concentrer notre analyse, présente une orientation générale N 80°E. Ce relief se connecte à Sayan orientale dans sa partie orientale et à l'Altay russe dans sa partie occidentale. L'altitude moyenne de la topographie de la chaîne de Sayan est comprise entre 1500 et 2000 m, avec plusieurs massifs qui culminent autour de 3000 m. Le dénivelé par rapport au piedmont Nord, qui est constitué par la plateforme sibérienne, dépasse localement les 2000 m.

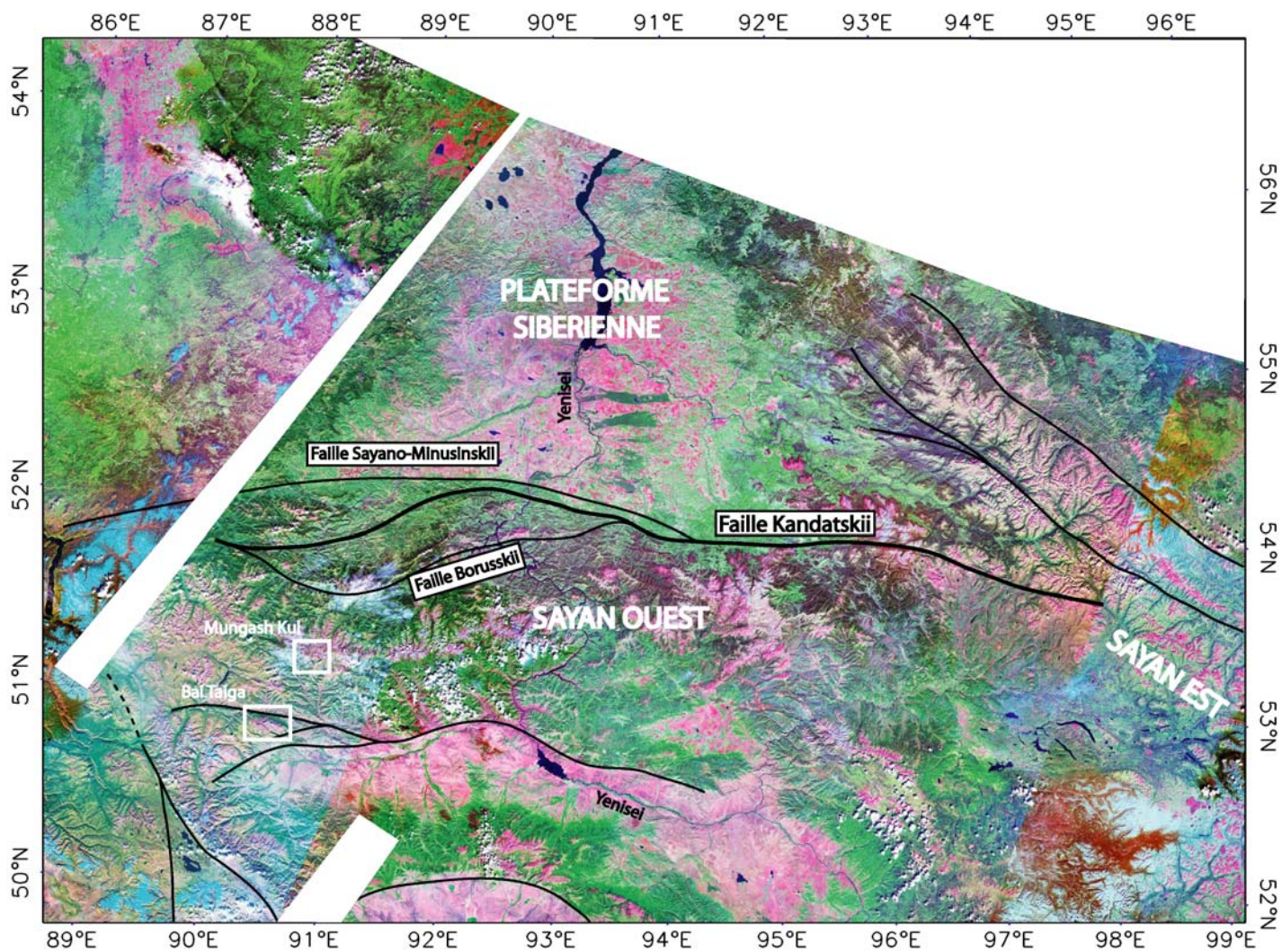


Figure V.1 : Image Landsat de la chaîne de Sayan avec les failles principales et la localisation des massifs échantillonnés pour l'analyse traces de fission

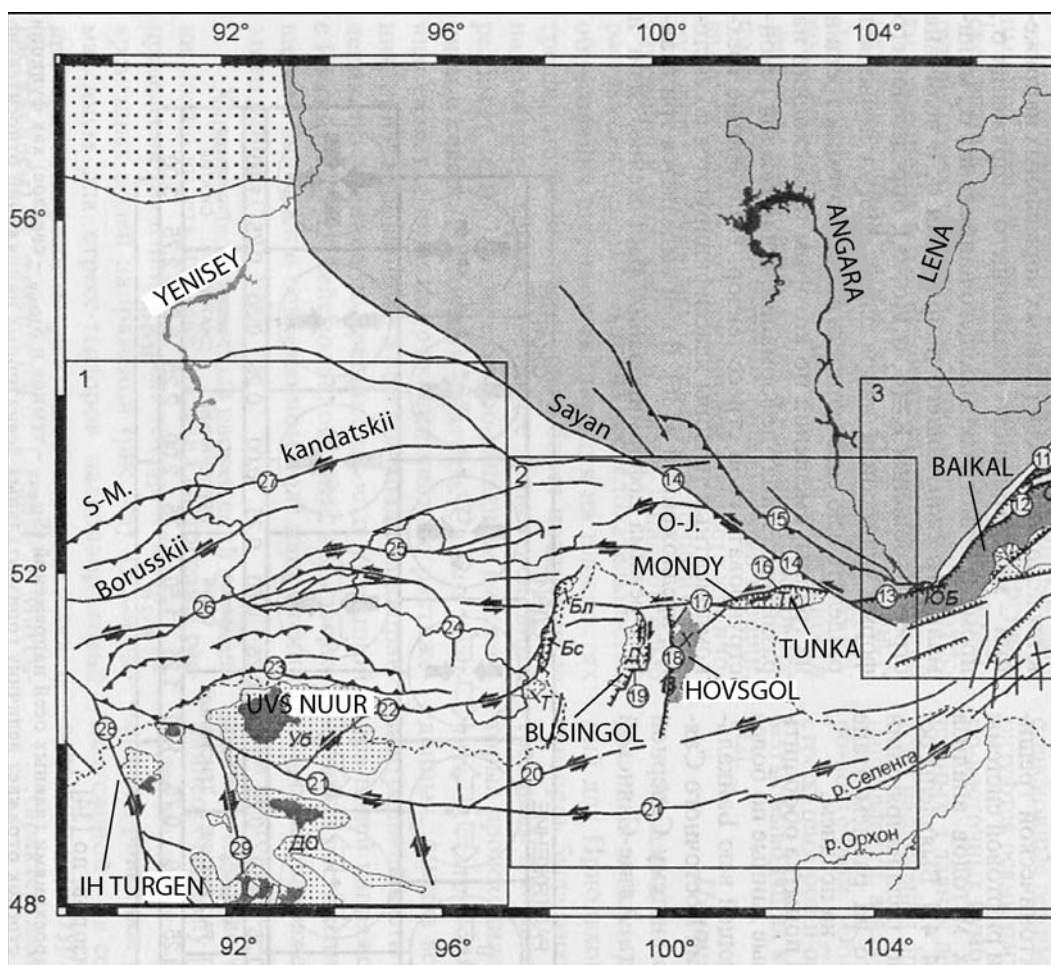


Figure V.2 : Carte des failles cénozoïques de la chaîne de Sayan d'après Parfeevets et al. (2002).

L'activité tectonique de cette chaîne est documentée par l'intense sismicité instrumentale et historique, qui comprend plusieurs tremblements de terre de magnitude égale ou supérieure à 6 au cours des deux derniers siècles (Rautian and Leith, 2002). La morphologie du front septentrional de Sayan occidentale, qui présente un escarpement bien marqué à grande et petite échelle sur plusieurs centaines de kilomètres (Figures V.3 et V.4), indique une activité récente et importante sur les failles qui le contrôlent. De plus, à l'intérieur de la chaîne, des marqueurs morphotectoniques affectés par des déformations cumulées montrent que l'activité est aussi répartie sur des structures internes, et non seulement aux fronts de la chaîne. Nous nous sommes donc intéressés à la cinématique et au rôle de ces failles par rapport à l'accommodation de la déformation transpressive régionale.

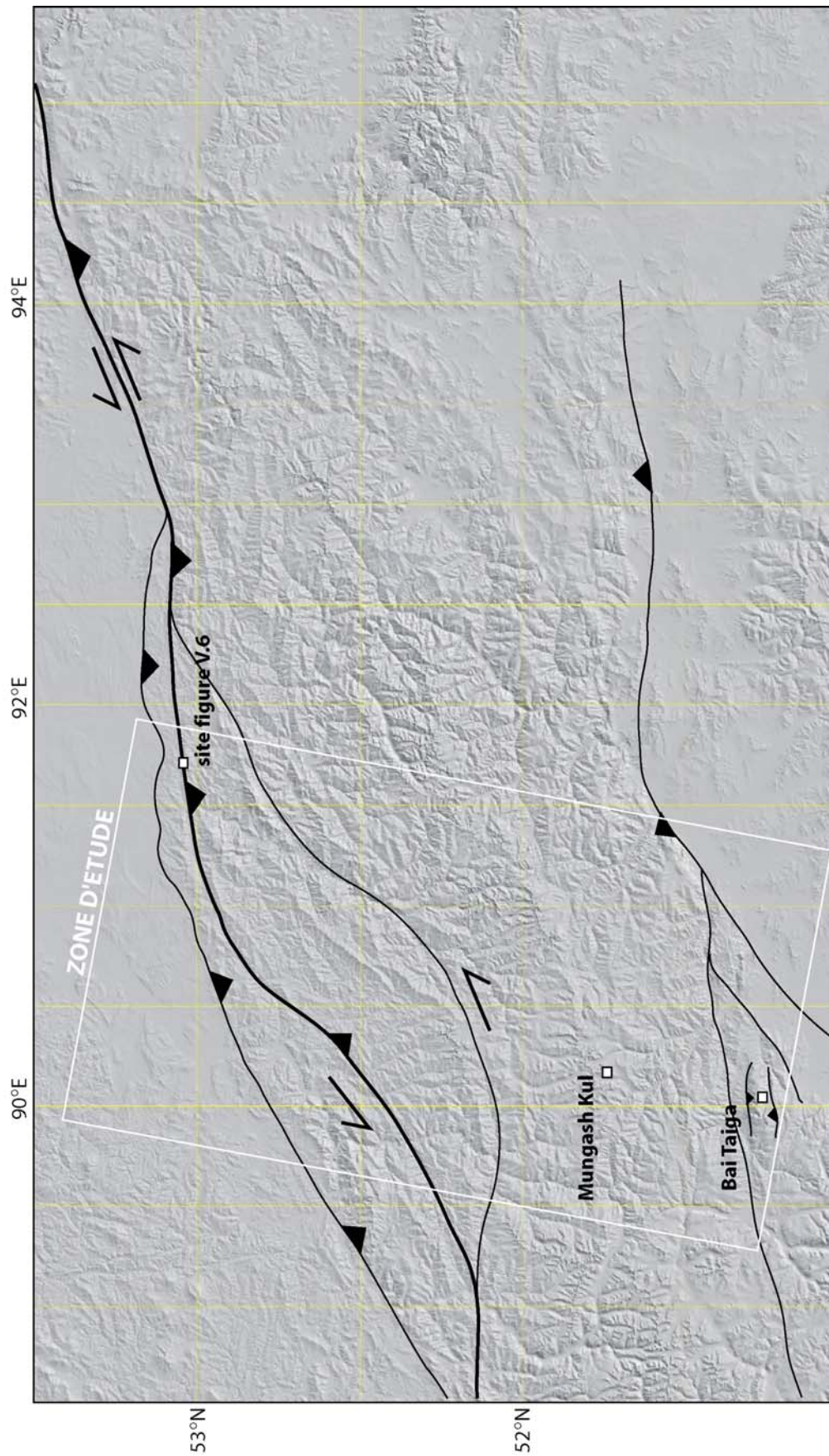


Figure V.3 : MNT de la chaîne de Sayan occidentale, réalisé à partir de données SRTM, avec les failles principales et la localisation de la zone d'étude. Noter la continuité du front septentrional sur plusieurs centaines de kilomètres.

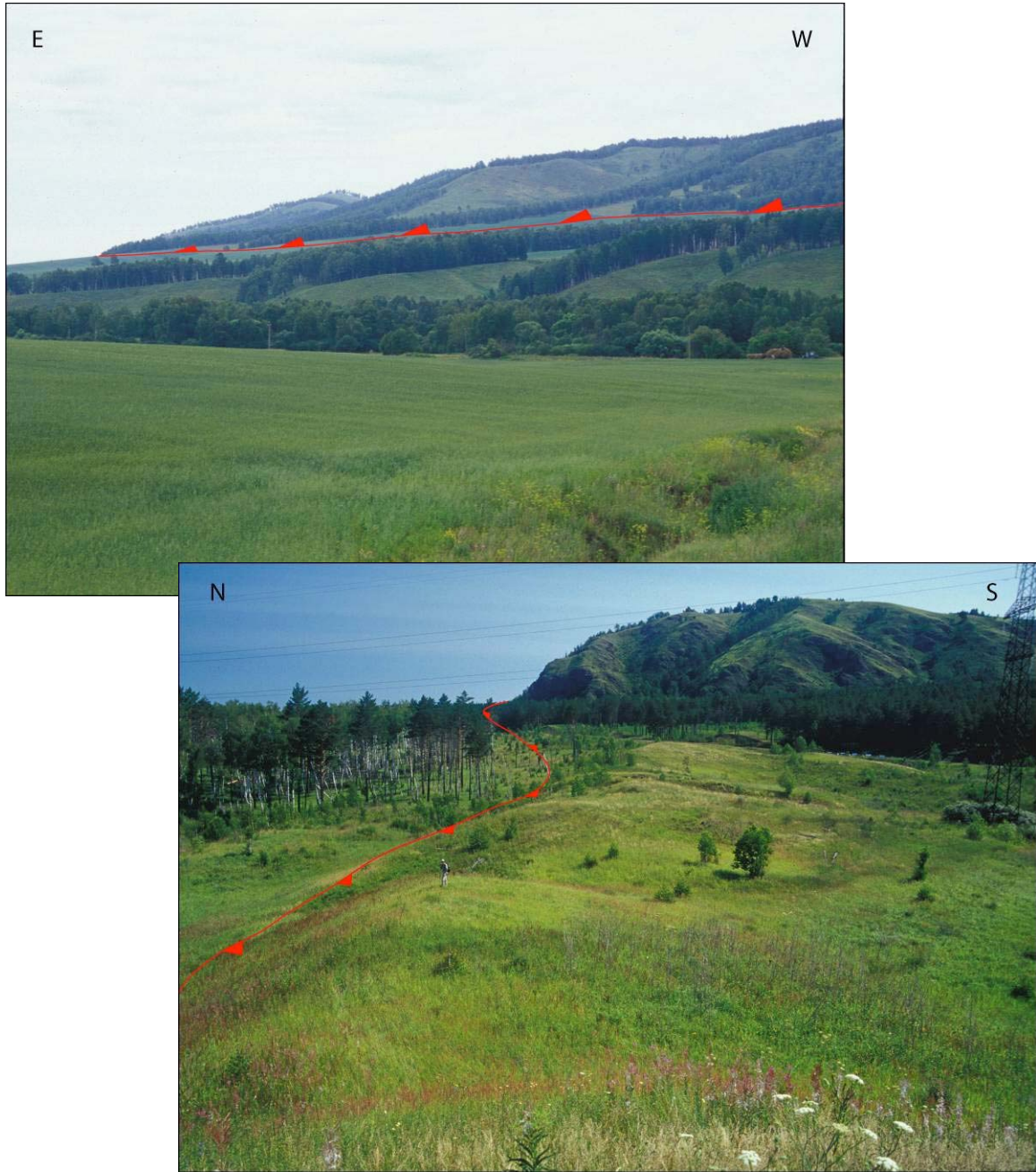


Figure V.4 : Photos de l'escarpement associé à la faille inverse de Sayano-Minusinskii, le long du front septentrional de Sayan occidentale.

Le front septentrional de la chaîne de Sayan occidentale est contrôlé sur plus de 600 km par la faille de Kandatskii, qui se partitionne dans sa moitié occidentale en deux segments sub-parallèles (Figures V.1 et V.3). Nos observations se réfèrent à cette partie de la chaîne.

Le plus septentrional des deux segments de la faille de Kandatskii prend le nom de faille de Sayano-Minusinskii et est associé à un escarpement à pente douce de direction générale N90° à N70°E de 300 km de long (Figure V.4). L'absence de marqueurs décalés horizontalement et le tracé sinueux de cette faille traduisent un mouvement essentiellement vertical inverse sur un plan à pente relativement faible vers le Sud. L'escarpement associé à la faille apparaît localement rafraîchi par la déformation, ce qui prouve son rôle actif dans la surrection de la chaîne. Le relief compris entre le front inverse et la branche méridionale de la faille de Kandatskii ne dépasse pas quelques centaines de mètres par rapport au piedmont, suggérant que la faille de Sayano-Minusinskii est probablement une structure qui a été activée tardivement au cours de l'évolution de la chaîne.



Figure V.5 : Zoom de l'MNT de figure V.3 sur la partie occidentale de la faille de Kandatskii. Les rivières décalées systématiquement de façon senestre montrent la composante horizontale de la faille dans cette zone.

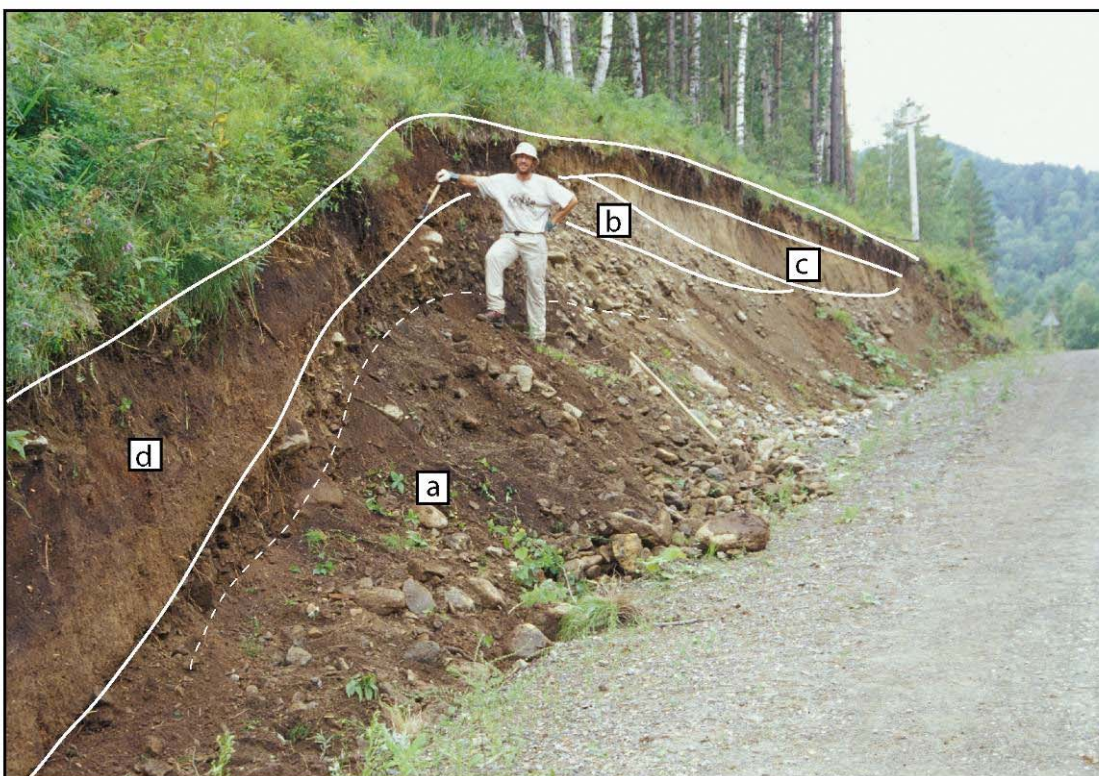


Figure V.6 : Escarpement situé le long de la faille Kandatskii près du fleuve Yenisei. Le plissement des dépôts alluviaux est compatible avec le jeu d'une faille inverse à pendage Sud. (a) blocs et galets ; (b) galets décimétriques ; (c) silt et argile ; (d) argile et sable grossier.

La branche principale de la faille de Kandatskii présente une géométrie très linéaire, perturbée uniquement par un changement de direction net au niveau du partitionnement, où elle passe de N90° à N60° en quelques kilomètres. Le plan de faille doit être donc particulièrement redressé, avec un fort pendage vers le Sud. Dans sa partie orientale, d'après l'important relief en proximité de la faille (Figures V.1 et V.3) et en tenant compte de l'obliquité de la contrainte compressive principale (Zhalkovskii et al., 1995), la cinématique de cette faille est probablement oblique. Il est cependant difficile d'estimer les proportions entre la composante horizontale et celle verticale. Dans sa partie occidentale, où elle se partitionne avec le segment de Sayano-Minusinskii, la faille pénètre de quelques dizaines de kilomètres au sein de la chaîne. Malgré la dense végétation qui recouvre le relief, la faille montre clairement ici des évidences d'activité récente qui permettent d'en déterminer la cinématique. Plusieurs rivières transverses à la faille sont décalées horizontalement avec un mouvement senestre cumulé de plusieurs centaines de mètres, et qui peut même dépasser le kilomètre pour les cours d'eau les plus importants (Figure V.5). La section d'un escarpement de quelques mètres de haut, révélée par la construction d'une route perpendiculaire au tracé de la faille, est compatible avec un mouvement inverse sur un plan à pendage vers le Sud (Figure V.6). La cinématique de la faille de Kandatskii dans ce secteur est donc oblique, senestre et inverse, avec une composante latérale dominante.

La faille de Borusskii se connecte à la faille de Kandatskii quelques kilomètres plus à l'Ouest de sa partition avec la faille de Sayano-Minusinskii (Figures V.1 et V.3). Nous n'avons pas pu en étudier la cinématique sur le terrain, mais, d'après les relations géométriques avec la faille de Kandatskii, on peut supposer que le mouvement le long de cette faille soit aussi senestre-inverse. En tout cas, nous avons pu constater que les plans des failles de Kandatskii et de Borusskii sont clairement parallèles à la direction de la schistosité

affectant les formations paléozoïques. Comme dans l'Altay et le Gobi-Altay, l'héritage structural apparaît donc être un paramètre fondamental dans la localisation de la déformation cénozoïque.



Figure V.7 : Photos de plateaux sommitaux dans la chaîne de Sayan occidentale.

La déformation transpressive dans la chaîne de Sayan occidentale, dans sa partie occidentale, se partitionne entre un grand chevauchement frontal et des décrochements senestres plus internes. Par rapport à l'Altay et au Gobi-Altay, la structure générale de la chaîne (grands chevauchements frontaux, pas de grands massifs associés aux décrochements principaux) donne l'impression que la composante horizontale de la déformation soit proportionnellement moins importante que la composante verticale. Cette différence dans le style de déformation peut s'expliquer par la très faible obliquité entre l'orientation de la chaîne (N 80°E) et celle de la contrainte compressive principale qui semble dévier d'une direction générale NNE-SSW à une direction NNW-SSE à proximité de la bordure occidentale du craton sibérien (Zhalkovskii et al., 1995).

Des failles inverses mineures accommodent une partie du raccourcissement au sein de la chaîne, ce qui se traduit par la surrection de massifs qui avoisinent et dans certains cas dépassent les 3000 m d'altitude. Les massifs les plus élevés, comme ceux de l'Altay et du Gobi-Altay, sont caractérisés par des surfaces sommitales plates (Figure V.7). Nous interprétons ces surfaces, par similitude avec les massifs mongols, comme les reliques de la pénéplaine mésozoïque soulevée par la tectonique cénozoïque (chapitres 3.2 et 4.2). Si l'on considère que le climat régional est beaucoup plus humide qu'en Mongolie et que l'érosion par les glaciers quaternaires doit être très efficace, comme le témoignent les grandes vallées en auge et les épais dépôts morainiques associés (Figure V.8), la préservation de ces plateaux sommitaux ne semble compatible qu'avec une surrection très récente. Il semblerait donc que la tectonique en transpression associée à l'ouverture Eo-Oligocène du Baikal n'ait pas affecté de façon significative cette région. Pour essayer de dater le début de la déformation transpressive au niveau de la chaîne de Sayan occidentale, nous avons effectué un échantillonnage pour l'analyse traces de fission le long deux profils verticaux dans deux

massifs, Mungash Kul et Bai Taiga, et entre les différents blocs tectoniques délimités par les principales structures actives (Figures V.8 et V.9).



Figure V.8 : Vues du massif de Mungash Kul. Noter les morphologies glaciaires : relief très doux, grandes vallées en auge et importants corps morainiques d'environ 200 m d'épaisseur. Sur la première photo, au fond en direction SSE, le plateau sommital de Bai Taiga.



Figure V.9 : Photo du versant Nord du massif de Bai Taiga, dont la surrection est contrôlée par des segments de failles inverses.

Au-delà de la détermination de l'âge de la surrection de ces massifs, il reste encore un certain nombre de questions irrésolues par rapport à la propagation et à la direction de la déformation transpressive dans cette région. En particulier, est-ce que la chaîne de Sayan orientale est contemporaine de la chaîne de Sayan occidentale et quelle est l'influence de la proximité du craton par rapport à son style de déformation ? Quelle est la cinématique actuelle des failles qui bordent les bassins transtensionnels éo-oligocènes et quel est leur rôle dans le contexte géodynamique actuel ? Est-ce que les petits reliefs qui existent au Nord du front actif de Sayan occidentale sont anciens ou est-ce que la déformation est en train de migrer encore plus au Nord de cette chaîne ?

VI. PROTOCOLE D'ÉCHANTILLONNAGE ^{10}Be ET INTERPRÉTATION DES DONNÉES : DISCUSSION

Au cours de cette thèse, les concentrations ^{10}Be de plus de 100 échantillons ont été analysées pour dater l'âge d'exposition des marqueurs morphotectoniques des différents massifs du Gobi-Altay et de l'Altay. Nos datations, en utilisant des échantillons de surface ou dans des profils en profondeur, ont eu pour objet les cônes alluviaux de la chaîne de Gurvan Bogd (chapitre 3.1.1, Annexe A), les terrasses d'abrasion de la vallée de Bitut à Ih Bogd (chapitre 3.3.1), et les cônes-terrasses de Tsambagarav et d'Ih Turgan (chapitre 4.1) (Figure I.2). Grâce à la répartition géographique des sites étudiés – avec des différences considérables en termes de climat et taux d'érosion - et à la variété des environnements de dépôt et des âges d'exposition, on a pu analyser des surfaces alluviales caractérisés par des processus de mise en place (exhumation, transport, sédimentation, abandon) et des processus post-dépôt (altération des blocs, dénudation, écrantage) très diversifiés. Les multiples datations de surfaces alluviales dans ces différents contextes géomorphologiques nous ont permis d'élaborer un protocole d'échantillonnage qui permet de s'affranchir au maximum des processus post-dépôt susceptibles d'altérer la concentration des échantillons. De plus, les analyses ^{10}Be sur des blocs de surface et le long de profils en profondeur dans ces mêmes surfaces nous ont permis d'étudier la sensibilité des datations ^{10}Be à des paramètres clés comme le taux d'érosion et l'héritage. Cette analyse est fondamentale afin de connaître les limites des modèles utilisés et pour pouvoir interpréter correctement les résultats.



Figure VI.1 : Photos de blocs de surface patinés. Noter la disparition de la patine à proximité du sol, due à une 'exhumation' plus récente de cette partie par déflation de la matrice encaissante.

6.1 Échantillonnage de surface

L'échantillonnage de surface doit tout d'abord être visé à éviter les blocs dont l'histoire post-dépôt a pu être affectée par une érosion plus forte ou par un écrantage dû par exemple au recouvrement par un corps colluvial. Il est donc préférable, dans les limites du possible, de choisir des échantillons dans des zones à faible pendage et éloignées de tout talweg ou escarpement, où la dénudation est plus forte, mais aussi des reliefs avoisinants, possible source d'éboulements. À Ih Bogd, par exemple, les échantillons récoltés sur des parties de terrasses à fort pendage ont tous des concentrations anormalement faibles (voir chapitre 3.2.1). En effet, la dénudation plus importante emmène en surface des blocs qui ont été enfouis dans la terrasse et qui ont été écrantés par le matériel sus-jacent avant de se retrouver dans leur position relative actuelle.



Figure VI.2 : Stades évolutifs de l'érosion d'un bloc granitique de surface sous climat aride, du bloc sain à la complète arasion au niveau du sol, en passant par des stades de type 'chapeau mexicain'.

En ce qui concerne le choix des blocs, on doit d'abord s'assurer que ceux-ci ont bien été déposés au sein de la surface dans laquelle ils se trouvent actuellement sans avoir été

remobilisés ultérieurement. Pour cela ils doivent être majoritairement enchâssés dans la matrice et, généralement, présenter une patine d'altération sombre qui, dans certains cas, a tendance à disparaître vers le sol (Figure VI.1). Ensuite, il faut repérer les blocs qui apparaissent le moins érodés/altérés et qui ont été exposés en surface le plus longtemps possible. Il est donc important de choisir des blocs sains, non fracturés, et dont la partie sommitale dépasse largement du sol. En effet, les blocs affleurant au ras du sol ont pu être fortement érodés comme les granites en forme de chapeau mexicain (Figure VI.2), ou alors avoir été exhumés plus récemment que les autres par la dénudation de la surface (Figure VI.3, et voir aussi chapitre 3.3.1, figure 19). Enfin, les blocs sélectionnés doivent présenter des dimensions et caractéristiques géométriques similaires pour pouvoir minimiser les possibilités d'avoir des histoires post-dépôt différentes. L'échantillonnage doit se faire sur la partie sommitale du bloc sur une épaisseur maximale de 4-5 cm pour pouvoir négliger l'écrantage du bloc même.

L'échantillonnage ^{10}Be de surface présente à mon avis deux points forts :

- 1) Il fournit une statistique des concentrations sur des blocs morphologiquement semblables sur une superficie plus ou moins étendue. Cela permet de déceler d'éventuelles zones de la surface qui auraient subi des perturbations post-dépôt (écrantage temporaire, érosion plus forte, re-mobilisation), ou de repérer des échantillons avec des histoires ante-dépôt complexes.
- 2) Les blocs de surface subissent en général une érosion considérablement plus faible par rapport à la dénudation de la matrice détritique dans laquelle ils sont enchâssés. De ce fait, dans le cas récurrent de calcul d'un âge minimum de la surface où le taux d'érosion est considéré comme nul, l'âge déterminé à partir de ces échantillons se rapproche davantage de l'âge réel.

Bien évidemment, ce type d'échantillonnage, si 'isolé', présente aussi des inconvénients:

1) À partir des seules concentrations de surface, il est impossible de pouvoir estimer la partie de ^{10}Be héritée dans les sédiments avant leur dépôt dans la surface. Si la distribution des concentrations des différents blocs montre une forte dispersion de valeurs, on peut en déduire que les échantillons ont probablement eu des histoires anté-dépôt variées et l'on considère que les moins concentrés, dont l'héritage est le plus faible, doivent être utilisés pour la datation de la surface. Cependant, même l'échantillon le moins concentré peut avoir acquis l'essentiel de son ^{10}Be pendant la période de pré-exposition dans le bassin versant et on est donc obligé de considérer l'âge correspondant comme un maximum pour l'exposition de la surface. C'est le cas des cônes-terrasses de Tsambagarav (chapitre 4.1.1), où l'on a attribué la grande dispersion des concentrations à la présence de ^{10}Be hérité, en choisissant de déterminer un âge maximum des surfaces avec les échantillons les moins concentrés.

Dans le cas où les concentrations des différents blocs seraient cohérentes entre elles, une double interprétation est possible. En effet, il est impossible de trancher, à priori, entre l'hypothèse d'un héritage négligeable, et l'hypothèse d'un héritage constant pour tous les échantillons et non négligeable. C'est la situation qui nous s'est présentée pour la terrasse alluviale T4 à Ih Bogd (voir chapitre 3.3.1, figure 17, tableau 1). À l'exception de deux échantillons beaucoup plus concentrés (et donc avec une histoire anté-dépôt complexe), tous les autres montrent des concentrations très similaires comprises entre 0.1 et 0.4 Mat/g. On aurait donc pu penser que, vu la faible et constante concentration générale en ^{10}Be , l'héritage dans ces blocs est négligeable, et donner un âge moyen à la surface à partir de la moyenne des concentrations obtenues. C'est seulement en échantillonnant la base de certains de ces blocs plurimétriques que l'on a pu infirmer cette hypothèse, puisque, dans la plupart des cas, les concentrations mesurées sont semblables à celles des sommets respectifs. Les dépôts de cette

terrasse sont donc caractérisés par un héritage relativement homogène (maximum 0,2-0,3 Mat/g, ce qui correspond aux mêmes valeurs moyennes proposées pour les cônes de Gurvan Bulag et Noyan Uul dans Annexe A). Par conséquent, la datation de la surface doit se faire par le bloc le moins concentré, en estimant qu'il s'agit d'un âge maximum, puisqu'on ne peut pas exclure que même cet échantillon ne contienne pas de ^{10}Be hérité. Pour avoir une idée de l'erreur sur la datation que l'on peut entraîner sans tenir compte de ces considérations, l'âge calculé pour la terrasse T4 à partir de la moyenne de toutes les concentrations est le double de l'âge maximum ainsi obtenu !

2) Aucune information sur le taux d'érosion ne peut être déduite à partir des seules concentrations d'une surface. Dans un diagramme d'évolution de la concentration en ^{10}Be au cours du temps (Figure VI.4), on ne pourra pas savoir si la concentration mesurée est toujours en train de croître linéairement, et donc l'âge correspondant est proche de l'âge réel, ou si cette concentration est à l'équilibre, et l'âge qu'on en déduit pourrait sous-estimer largement l'âge réel. Dans des situations comme celle d'Ih Turgen (chapitre 4.1.2), où l'échantillonnage de surface est le seul possible, on est donc obligé de considérer l'âge de la surface comme un minimum et par conséquent la vitesse de glissement le long de la faille comme maximale.

Ce problème peut être résolu si l'on dispose d'autres données sur des surfaces qui ont une relation chrono-morphologique avec la surface en question. C'est le cas de la terrasse alluviale T1 à Ih Bogd (chapitre 3.3.1), qui présente des concentrations plus faibles que celles des terrasses T2 et T3, morphologiquement plus jeunes. On peut alors en conclure que la concentration de T1 a atteint l'état d'équilibre (les gains par la production sont compensés par les pertes par décroissance radioactive et par érosion (Figure II.11A)), et que le taux d'érosion est plus fort que sur les autres terrasses, comme le suggèrent aussi la plus forte pente de la terrasse et l'état de préservation des blocs qui y affleurent.

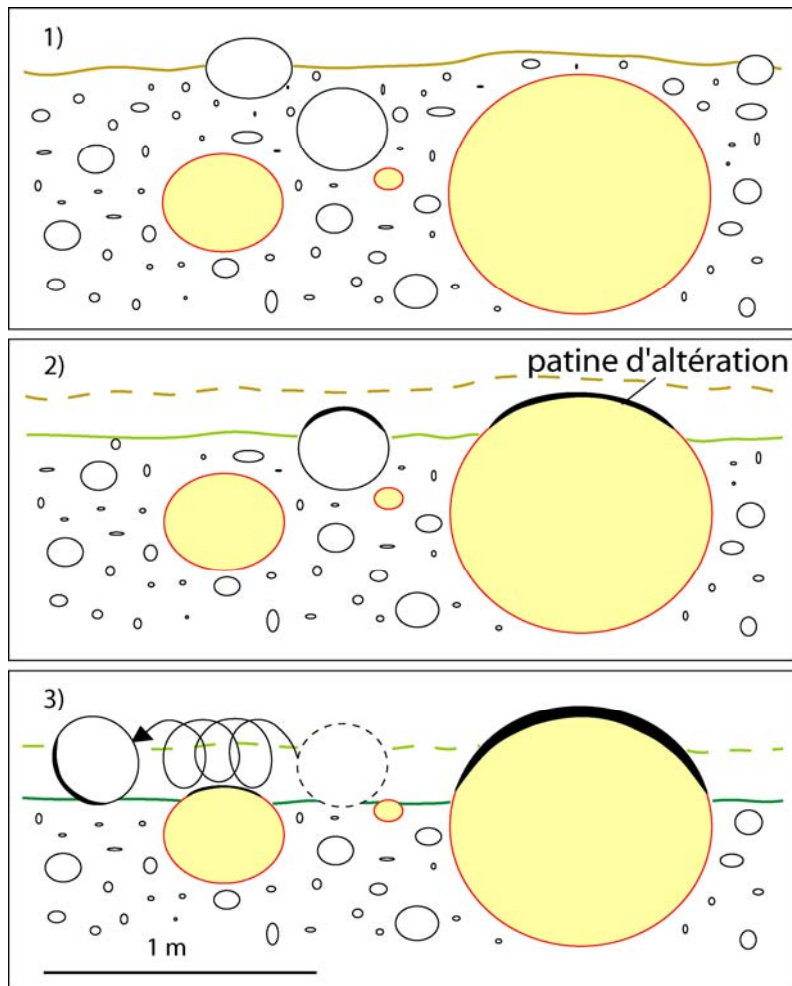


Figure VI.3 : Schéma de l'évolution d'une surface alluviale soumise à érosion, depuis sa formation, il y a quelques dizaines de milliers d'années, jusqu'à aujourd'hui. Les blocs représentés en jaune sont à présent à l'affleurement. L'érosion de la matrice alluviale exhume progressivement les blocs qui étaient enfouis lors du dépôt, tandis que les blocs, une fois à la surface, subissent une érosion beaucoup plus faible (formation d'une patine d'altération), ou alors sont dégagés et transportés ailleurs par ruissellement ou par gravité. Par conséquent, la vitesse d'exhumation de petits blocs est égale au taux d'érosion de la matrice. Si ce taux d'érosion peut être estimé (mais, comme nous allons voir, c'est rarement le cas), les petits blocs enchassés dans le dépôt peuvent être considérés des 'bons' échantillons pour la datation ^{10}Be . Au contraire, en ce qui concerne les gros blocs à l'affleurement, d'une part leur résistance minimise les 'pertes' de ^{10}Be par érosion, et d'autre part leurs dimensions leur assurent une plus longue résidence en surface, minimisant les effets d'écrantage (notamment par la matrice elle-même). Ils sont donc les meilleurs échantillons pour l'estimation d'âges ^{10}Be minimaux (cf. texte).

6.2 Échantillonnage le long de profils en profondeur

Toutes ces considérations montrent bien que l'échantillonnage de surface est souvent insuffisant pour la datation d'une surface, et qu'il devrait toujours être couplé, quand il est possible, à l'échantillonnage en profondeur selon un profil vertical. L'apport du profil en profondeur est celui de permettre la vérification de la distribution théorique du ^{10}Be prévu par les lois physiques. Cela va d'une part nous renseigner sur le mode de mise en place du matériel sédimentaire et d'autre part nous aider à mieux contraindre des paramètres fondamentaux pour la datation comme le taux d'érosion et l'héritage.

L'échantillonnage selon un profil vertical nécessite généralement le creusement d'une tranchée dans la surface, d'une profondeur idéale d'au moins 2 mètres. Cette tranchée permet tout d'abord d'observer la structure interne du dépôt et de réaliser un log pédologique pour en déterminer les caractéristiques (granulométrie, nature et taille des clastes, présence de carbonates, etc...) et les éventuelles sous-unités. Ces observations nous fournissent des précieuses informations, pas toujours évidentes à avoir autrement, sur le type de dépôt (et donc sur la source et les processus de transport associés) et sur l'éventuelle présence de colluvions en recouvrement de la surface principale (voir le cas d'Artz Bogd, Annexe A).

6.2.1 Le ^{10}Be hérité

L'analyse de la distribution de la concentration en profondeur nous renseigne d'abord sur la présence de ^{10}Be hérité dans le dépôt. On définit l'héritage comme la partie de ^{10}Be , contenue dans un échantillon, acquise par rayonnement cosmique pendant son exhumation, résidence dans le bassin versant et transport, avant l'exposition dans le dépôt final. Puisque le

taux d'érosion est le même pour toute la pile sédimentaire à partir du sol, si le dépôt n'a pas été retouché au cours de son exposition (par creeping, bioturbation, action anthropique...) et si la densité peut être considérée constante dans l'ensemble, le seul paramètre qui peut expliquer une dispersion des données par rapport à la courbe exponentielle théorique, ou une tendance de la concentration en profondeur vers une valeur non nulle, est l'héritage. Quand la distribution de ^{10}Be en profondeur décrit une courbe exponentielle, on peut supposer que les histoires de pré-exposition des sédiments du dépôt sont similaires. Dans ce cas théorique, la valeur asymptotique vers laquelle tend le modèle définit la quantité de ^{10}Be hérité commune à tous les échantillons (Figure II.11B) (e. g. Anderson et al., 1996 ; Repka et al., 1997 ; Burbank et Anderson, 2001). Dans la pratique, on a constaté qu'il est souvent impossible de déterminer une valeur exacte de l'héritage, car même des dispersions très faibles des données par rapport aux modèles, ajoutées à l'incertitude sur le taux d'érosion, donnent lieu à une multiplicité de solutions mathématiquement équivalentes (voir chapitre 3.1.1).

La distribution de la concentration selon un profil permet néanmoins d'analyser la présence d'héritage de façon qualitative. Si l'on observe une décroissance exponentielle de la concentration en profondeur, on peut supposer que le ^{10}Be hérité contenu dans les sédiments est faible par rapport au ^{10}Be acquis après leur dépôt. On peut donc penser que les blocs de surface, dont on ne connaît pas l'héritage à priori, soient dans le même cas. Dans cette configuration, pour des surfaces plus vieilles de quelques dizaines de milliers d'années, le taux d'érosion sera le paramètre qui conditionne principalement la datation. Comme dans le cas de T2 et T3 à Ih Bogd (chapitre 3.3.1), si l'on considère un taux d'érosion nul, les échantillons auxquels correspond l'âge plus proche à l'âge réel seront donc ceux qui présentent les concentrations les plus élevées. L'âge ainsi déterminé représentera par conséquent une valeur minimum.

Dans le cas où la présence de ^{10}Be hérité est non négligeable, ce paramètre peut conditionner fortement la datation de surfaces, notamment les surfaces ‘jeunes’ (quelques milliers d’années) et les surfaces ‘vieilles’ dont la concentration approche l’état d’équilibre. Pour les surfaces jeunes l’exemple typique est celui de la terrasse T4 montré plus haut, où la négligence de l’héritage peut plus que doubler l’âge de la surface. Pour les surfaces vieilles, l’héritage s’ajoute à la concentration d’équilibre correspondante à un taux d’érosion donné. Par conséquent, si l’on néglige le ^{10}Be hérité présent dans la concentration totale mesurée pour un dépôt, la concentration, qui en réalité est encore en train d’augmenter, va apparaître à l’équilibre (Figure VI.4). En l’absence d’une bonne connaissance de la valeur du ^{10}Be hérité présent dans les dépôts, et sans d’autres contraintes par ailleurs, on ne peut donc pas établir si la concentration d’une surface est à l’état d’équilibre ou pas. Le fait de considérer la concentration d’une surface à l’équilibre, sans que l’équilibre n’ait véritablement été atteint, induit une surestimation du taux d’érosion et, comme dans le cas des surfaces jeunes, peut entraîner une surestimation importante de l’âge.

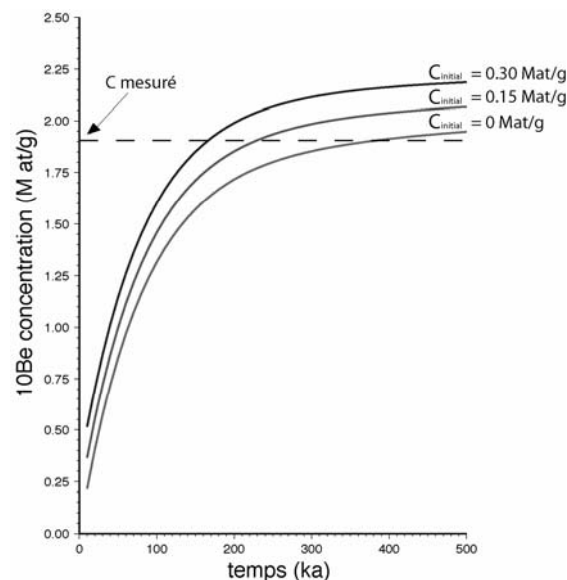


Figure VI.4 : Evolution théorique de la concentration ^{10}Be au cours du temps, pour un taux d'érosion donné et pour différentes concentrations initiales. Noter que pour une valeur de ^{10}Be mesurée dans un échantillon, seulement la courbe sans héritage a atteint l'état d'équilibre.

6.2.2 Le taux d'érosion

Le taux d'érosion est l'autre paramètre duquel dépendent fortement les datations ^{10}Be , et son estimation est souvent plus problématique que celle de l'héritage. Il faut d'abord faire une distinction entre le taux d'érosion des blocs affleurant des surfaces, qui est en général très faible et contrôlé essentiellement par l'altération chimique (formation d'une patine sombre), et le taux de dénudation de la matrice encaissante par des processus mécaniques (vent, ruissellement) (Figure VI.3). Ce processus 'différentiel' est documenté par des valeurs de concentrations ^{10}Be statistiquement plus élevées des blocs de surface (surtout les blocs qui affleurent de plusieurs dizaines de centimètres) par rapport aux valeurs mesurées sur des galets ou modélisées avec les profils verticaux, au niveau du sol de la même surface. On ne peut donc pas dater un dépôt en mélangeant les concentrations des blocs de surface et les concentrations issues des profils et en utilisant un unique taux d'érosion. De plus, il faut considérer que les gros blocs de surface, pendant une certaine période de l'exposition, ont pu aussi être enfouis dans la matrice avant d'être exhumés (Figure VI.3, stade 1), et par conséquent l'hypothèse d'un taux d'érosion nul dans les calculs, même pour ces objets, reste une approximation.

L'approximation d'une érosion nulle dans l'équation du ^{10}Be est généralement adoptée quand le taux d'érosion de la surface ne peut pas être contraint (i. e. dans la plupart des cas). À cette approximation correspond un âge d'exposition minimum (même si ce 'détail' est souvent omis dans les publications...). Évidemment, la divergence entre cet âge et l'âge réel est plus élevée pour des surfaces vieilles (en Mongolie, elle devient significative à partir de quelques dizaines de milliers d'années) et pour des surfaces affectés par une forte érosion.

Il existe une méthode d'inversion des données d'un profil pour pouvoir contraindre le taux d'érosion et donc avoir une meilleure précision sur l'âge d'exposition. En effet, à chaque échantillon est associée une équation à trois inconnues (temps, héritage et érosion), et pour une même surface, le temps et le taux d'érosion sont constants tout au long du profil. Avec un petit nombre d'échantillons, si leur héritage est similaire, il est donc théoriquement possible d'obtenir une solution unique pour ces trois paramètres avec la technique d'inversion du Chi2 (voir chapitre 3.1.1). À tout modèle de ce type est associé un facteur de qualité Q , dépendant de l'erreur totale (entre le modèle et les données), et de l'incertitude sur chaque donnée, qui doit être supérieur à une valeur de 0,001 afin que le modèle puisse être considéré valable (Press et al., 1996). Or, on a constaté que dans la quasi-totalité des cas (9 profils sur les 10 réalisés) le facteur Q est largement inférieur à cette valeur, même pour les profils où l'on observe une claire décroissance exponentielle de la concentration. Une inversion du Chi2 de mauvaise qualité (valeur de Q faible) peut conduire à d'importantes erreurs d'interprétation sur les datations: On pourra par exemple interpréter les concentrations ^{10}Be associées à une surface jeunes comme étant à l'équilibre avec un taux d'érosion irréaliste; ou aboutir à des datations très différentes pour des surfaces qui sont visiblement du même âge d'un point de vue morphologique, ou encore obtenir plusieurs solutions temps-érosion de même qualité pour des valeurs d'héritage différents. Il semble que ce résultat ($Q \ll 0,001$), récurrent pour nos profils, dépende d'une part de l'insuffisance de données (ou de la trop grande incertitude sur leur concentration), d'autre part d'une profondeur trop réduite des profils, mais surtout d'une trop grande dispersion des concentrations due à des héritages différents d'échantillon à échantillon. Pourtant les conditions érosion-transport-dépôt aboutissant à la formation d'un marqueur alluvial dans un massif tel que celui d'Ih Bogd peuvent être considérées comme similaires d'un cycle à un autre (ce qui explique que la teneur en ^{10}Be hérité parmi les échantillons des surfaces alluviales ne dépasse pas en général

les 0,1-0,2 Mat/g, par rapport à une valeur moyenne, et pour des concentrations de surface d'un ordre de grandeur supérieur). Cette méthode d'inversion apparaît donc difficilement applicable dans une grande majorité de cas, du fait de la complexité et de l'hétérogénéité de la pré-exposition du matériel.

En conclusion, je pense que la détermination analytique d'un taux d'érosion à partir des données ^{10}Be dans un profil en profondeur pour des surfaces alluviales, n'est possible que dans des cas très rares. Cela implique que, dans la plupart des situations, on ne peut pas résoudre l'équation du ^{10}Be en même temps pour le taux d'érosion et pour l'âge d'exposition. Plus généralement, étant donnée la complexité et la difficulté d'estimation des paramètres qui doivent être pris en compte dans la datation de surfaces alluviales, il me semble évident que la détermination de tout âge ^{10}Be et l'estimation de son incertitude nécessitent une bonne compréhension des processus anté et post dépôt à partir de l'analyse géomorphologique et tectonique.

VII. DISCUSSION GENERALE ET CONCLUSIONS

Cette étude apporte des nouvelles données morphologiques, tectoniques et chronologiques dans la compréhension des processus orogéniques actuels et passés en Mongolie-Sibérie. Cela a été possible grâce à une approche combinant l'analyse morphotectonique, les datations ^{10}Be et à la thermochronologie traces de fission sur apatite. Cette approche nous a permis de proposer des modèles d'évolution des massifs, des chaînes et de la géodynamique de la région Mongolie-Sibérie en termes de morphologie et de déformation à l'échelle temporelle du Pléistocène-Holocène et du Méso-Cénozoïque.

L'analyse morphotectonique couplée aux datations ^{10}Be de marqueurs alluviaux décalés, a permis de quantifier les vitesses de glissement le long des failles majeures du Gobi-Altay et de l'Altay. La faille décrochante senestre de Bogd, qui borde les massifs du système de Gurvan Bogd, dans le Gobi-Altay, a une vitesse horizontale maximale de $\sim 1,5$ mm/an sur le Pléistocène Supérieur - Holocène. Au niveau des relais compressifs d'Ih Bogd, Baga Bogd et Artz Bogd, cette faille est associée à des segments inverses qui ont des vitesses verticales de 0,1-0,2 mm/an sur cette même période. Ces résultats complètent et améliorent la précision des études précédentes menées dans la région depuis une dizaine d'années (Ritz et al., 1995; Hanks et al., 1997; Carretier, 2000; Ritz et al., 2003). Cette analyse apporte aussi des contraintes supplémentaires par rapport à l'histoire climatique régionale. En effet, nos données supportent l'idée, déjà proposée par Ritz et al. (1995) et Carretier et al. (1998), d'un climat caractérisé par une alternance de périodes glaciaires sèches et de périodes interglaciaires associées à des événements pluvieux exceptionnels, basée sur un cycle de 10^5 ans.

La faille décrochante dextre de Hovd, qui longe la quasi-totalité de la chaîne de l'Altay dans sa partie orientale, a une vitesse horizontale minimale de ~ 1 mm/an sur les

derniers ~20 ka, sur un segment essentiellement décrochant, au Sud du massif de Tsambagarav. La même faille, sur un segment oblique qui se partitionne en surface entre un segment décrochant et un segment inverse à l'extrémité méridionale du massif d'Ih Türgen, a une vitesse horizontale minimale de ~0,5 mm/an et une vitesse verticale maximale de 0,2 mm/an sur les derniers ~65 ka.

Nous pouvons constater qu'au niveau des segments essentiellement décrochants, sur le moyen terme (10^4 - 10^5 ans), les deux failles principales des chaînes de montagnes linéaires mongoles, la faille de Bogd et la faille de Hovd, ont des vitesses de glissement horizontales similaires, de l'ordre de 1 mm/an. Le long des mêmes failles, au niveau des principaux massifs, où le vecteur de glissement devient oblique, les vitesses de glissement verticales sont aussi similaires, comprises entre 0,1 et 0,2 mm/an. Il apparaît donc que les taux et les styles de déformation des structures actives majeures du Gobi-Altay et de l'Altay sont similaires. Ce résultat, associé au fait que la plupart des massifs associés au fonctionnement de ces failles présentent des plateaux sommitaux culminant autour de 4000 m d'altitude, suggère fortement un âge commun pour le début de leur surrection.

Cette conclusion est supportée par les modélisations des données issues des analyses traces de fission au sein de deux massifs du Gobi-Altay (Ih Bogd et Baga Bogd) et de deux massifs de l'Altay (Baatar Khairhanii et Ih Türgen). En effet, les roches les plus exhumées au cours de la tectonique cénozoïque de ces massifs ont pu enregistrer le début de leur surrection. Les résultats obtenus pour les quatre massifs permettent d'affirmer que, dans le Gobi-Altay comme dans l'Altay oriental, cette phase tectonique commence au Néogène. De plus, dans trois des quatre massifs étudiés, certains échantillons se trouvaient à une profondeur suffisante avant la dernière phase tectonique pour pouvoir contraindre plus précisément cet âge, qui est compris entre 8 et 2 Ma à Ih Bogd et Baga Bogd, et entre 5 et 1 Ma à Baatar Khairhanii. Ces

données placent donc le début de la déformation transpressive dans le Gobi-Altay et sur la bordure orientale de l'Altay entre le Miocène Terminal et le Pléistocène Inférieur. Cette période correspond aussi à une phase d'accélération de la surrection de la chaîne du Tien Shan (Metivier and Gaudemer, 1997 ; Burchfiel et al., 1999 ; Fu et al., 2003) et du rifting dans la région du Baikal (Logatchev and Florensov, 1978 ; Logatchev and Zorin, 1987 ; Logatchev, 1993 ; Delvaux et al., 1997). Par rapport à la durée de la phase tectonique déclenchée par la collision Inde-Asie au Paléo-Eocène, ces chaînes semblent ainsi commencer à se former de façon relativement synchrone. De plus, ces datations placent les chaînes mongoles parmi les reliefs les plus jeunes associés aux déformations transpressives cénozoïques en Asie Centrale. Ceci est en accord avec un schéma de propagation 'en séquence' de la déformation du front himalayen au craton sibérien.

Il faut toutefois considérer que les massifs situés en bordure de l'Altay, à l'Est comme à l'Ouest, où se concentre la partie la plus importante de l'activité sismique de la chaîne (Figure I.5) et où les morphologies apparaissent les plus récentes, ne semblent constituer que le dernier stade du processus évolutif caractérisant la tectonique transpressive dans cette chaîne. L'Altay et le Gobi-Altay, d'après leurs dimensions respectives et d'après les morphologies de leurs massifs, semblent correspondre à deux stades différents d'un même type de chaînes de montagnes en évolution. La chaîne du Gobi-Altay, avec ses massifs isolés le long d'un décrochement majeur, représenterait le stade initial de ce processus orogénique, tandis que l'Altay, dont la partie axiale présente un relief beaucoup plus 'mûr' et constitué par la coalescence de différents massifs, aurait déjà dépassé ce stade et sa croissance se ferait essentiellement de façon latérale (Figure VII.1). On peut donc penser que la partie axiale de l'Altay ait commencé à se former plus tôt, probablement en même temps que le Tien Shan, vers l'Oligocène Terminal-Miocène Moyen (Avouac et al., 1993 ; Métivier and Gaudemer,

1997 ; Sobel and Dumitru, 1997 ; Bullen et al., 2001 ; Charreau et al., 2005 ; Sobel et al., 2006), comme proposé aussi par certains auteurs (e. g. Buslov et al., 2006).

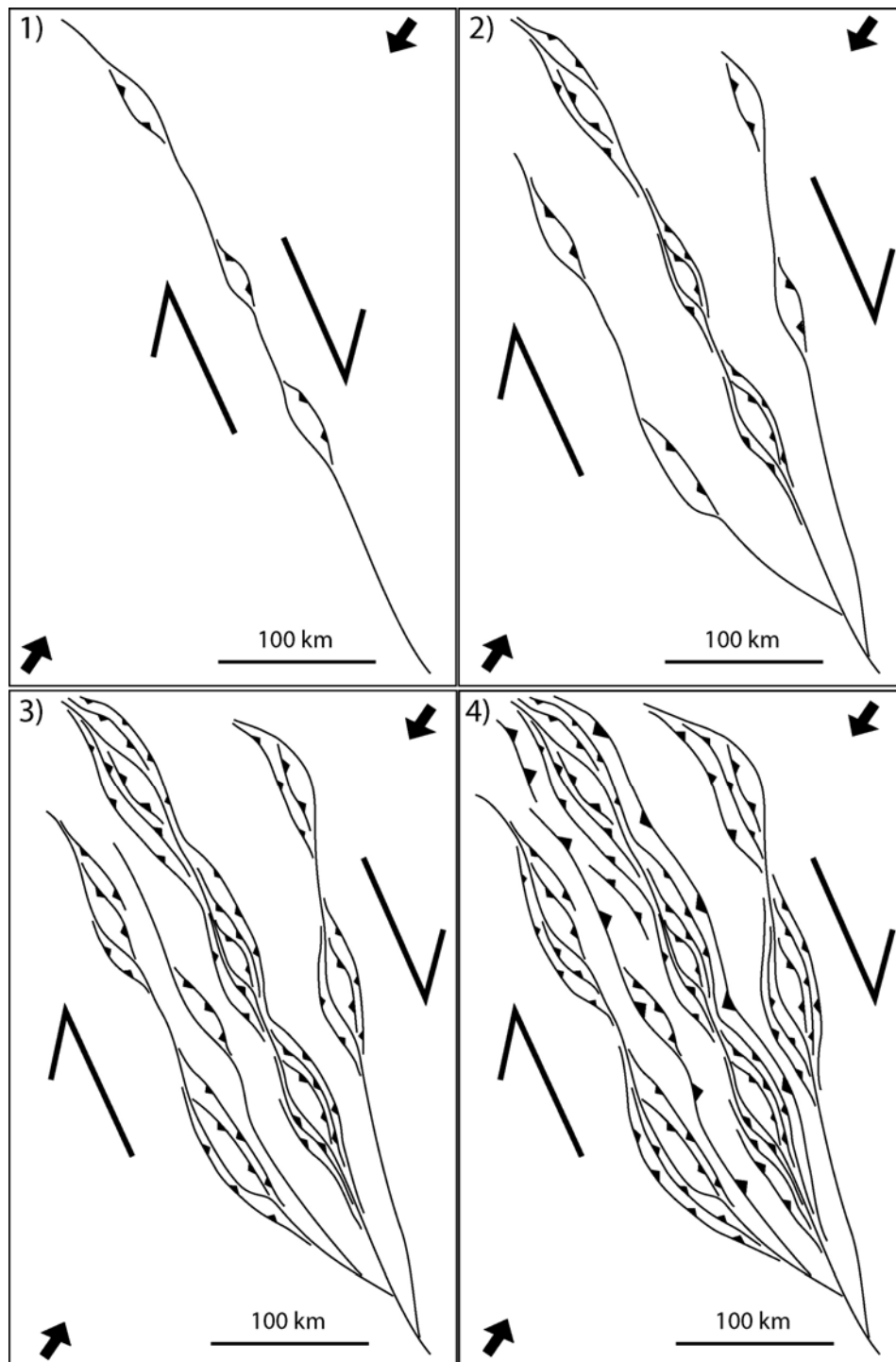


Figure VII.1 : Schéma évolutif d'une chaîne de montagnes en transpression par coalescence de massifs localisés au niveau de relais compressifs.

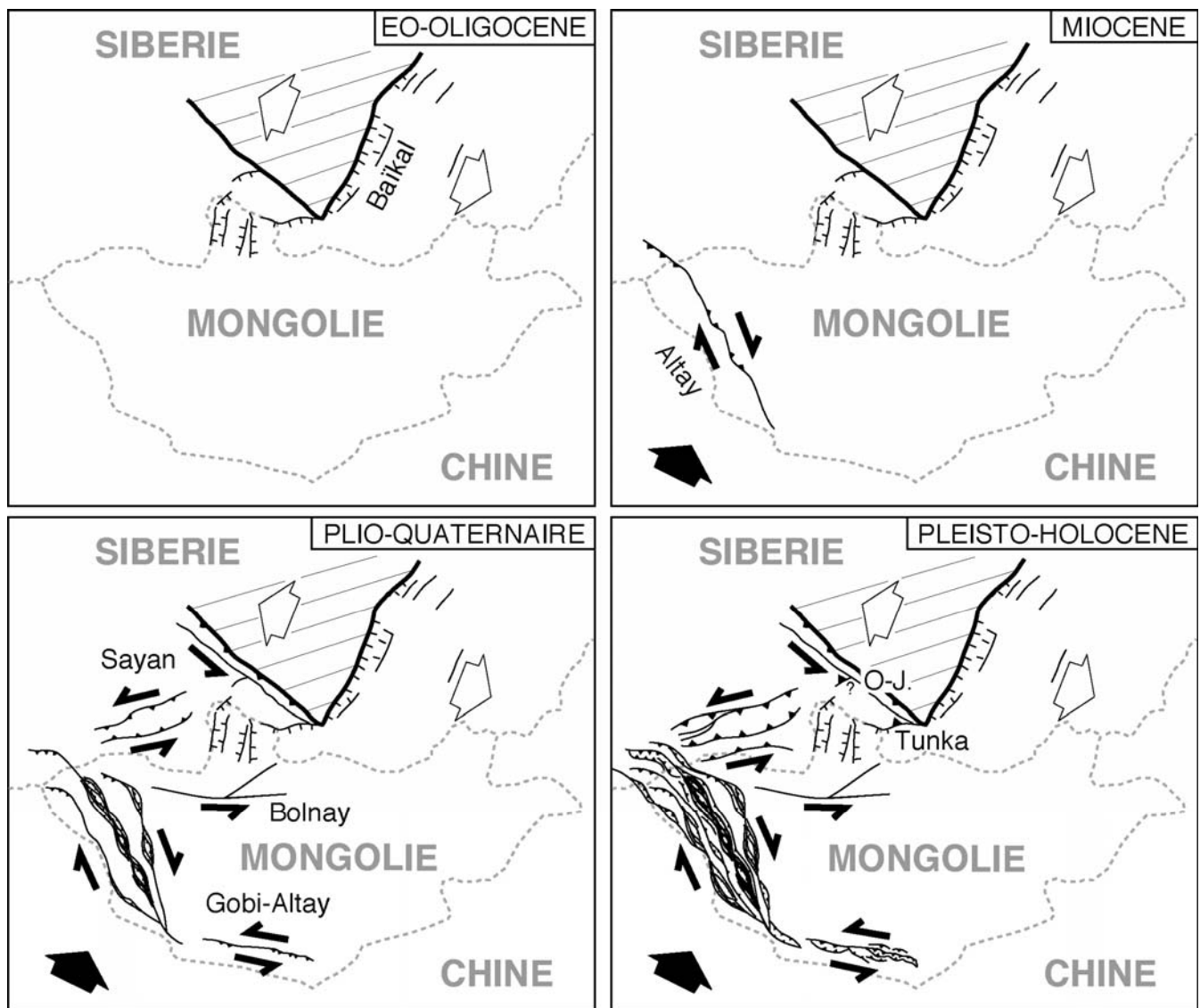


Figure VII.2 : Modèle de la chronologie de la déformation cénozoïque dans la région Mongolie-Sibérie à partir des résultats de cette thèse et de la littérature (cf. chapitres I et VII). O-J : faille Okino-Jombolokskii.

La surrection des chaînes de Sayan orientale et occidentale n'a pas encore pu être datée par la thermochronologie traces de fission. Toutefois, les morphologies de Sayan occidentale apparaissent plutôt compatibles avec une création récente du relief, probablement synchrone ou postérieure à la formation du Gobi-Altay et des parties externes de l'Altay. En ce qui concerne Sayan orientale, étant donnée sa position et la géométrie de ses structures par rapport au craton sibérien, on ne peut pas exclure qu'une partie de la topographie ait une

origine liée à la tectonique en transtension associée à l'ouverture eo-oligocène du Baikal. La chronologie des déformations cénozoïques dans la région Mongolie-Sibérie est représentée dans la figure VII.2.

Nous avons pu constater que, dans les différentes chaînes de montagnes étudiées, la tectonique cénozoïque réutilise de préférence des structures crustales anciennes (failles, plans de schistosité, contacts entre différentes unités géologiques), comme déjà proposé par plusieurs auteurs ayant travaillé dans la région (Florensov et Solonenko, 1965 ; Dobretsov et al., 1995 ; Schlupp, 1996 ; Cunningham, 1998 ; Carretier, 2000). De plus, nos résultats traces de fission ont montré que certaines structures, comme le système de failles de Bogd, ont déjà été affectées dans le passé par une autre phase de déformation associée à des mouvements verticaux relatifs de magnitude comparable (voire supérieure) aux mouvements cénozoïques. Cela est probablement dû, en partie, à la constance des relations géométriques entre les directions de ces structures et celles des contraintes principales associées aux deux dernières phases tectoniques qui ont affecté la région.

À une autre échelle, cet héritage structural conditionne aussi l'évolution de la déformation au sein des simples massifs. Comme fortement suggéré par les morphologies 'en escalier' et par la préservation de surfaces plates sub-horizontales (plateaux sommitaux et piedmonts perchés), la surrection des massifs des chaînes mongoles et sibériennes apparaît essentiellement contrôlée par les mouvements inverses localisés sur les failles bordières. Au cours de la surrection, probablement pour des causes liées à l'évolution de la topographie et des forces de volume associées, la déformation migre vers l'extérieur des massifs, qui croissent ainsi latéralement et longitudinalement. Le massif d'Ih Bogd et le massif de Baatar Khairhanii, dont les substratums sont formés par la juxtaposition de différentes formations géologiques avec des orientations sub-parallèles à celles des failles actives, sont caractérisés

par plusieurs sauts de la déformation au cours de leur formation. En revanche, la surrection du massif d'Ih Turgén, dont le substratum apparaît plus isotrope, semble entièrement contrôlée par la seule faille de Hovd et, dans sa partie méridionale, par une autre faille inverse mineure. Les processus de croissance de ces massifs dans l'espace et dans le temps dépendent donc fortement des hétérogénéités et des géométries de la fabrique crustale.

Les âges et les amplitudes des événements tectoniques anté-cénozoïques qui ont affecté les premiers kilomètres de la croûte sont révélés par l'analyse trace de fission. Une phase d'exhumation, caractérisée par des intensités et des durées variables dans l'espace, s'est produite entre le Jurassique Inférieur et le Crétacé dans toute la région. Cet événement a également été enregistré par d'autres études basées sur la thermochronologie traces de fission dans l'Altay Russe (De Grave and Van de Haute, 2002) et au niveau du Lac Baïkal (Van der Beek et al., 1996). Cette phase tectonique est immédiatement postérieure à la formation de la chaîne de montagnes Mongol-Okhotsk, créée par la collision entre la Sibérie et la Chine-Mongolie au Paléozoïque Supérieur-Mésozoïque Inférieur (e. g. Zonenshain et al., 1990 ; Delvaux et al., 1995 ; Halim et al., 1998 ; Zorin, 1999). Le Mésozoïque Moyen à Supérieur serait donc caractérisé par une phase d'effondrement de la chaîne, comme le montrent aussi plusieurs études de type structural et sédimentologique dans l'Est et dans l'Ouest de la Mongolie (Traynor and Sladen, 1995 ; Cunningham et al., 1996 ; Webb et al., 1999 ; Johnson et al., 2001 ; Graham et al., 2001 ; Howard et al., 2003). Ces études décrivent une tectonique régionale jurassique-crétacée en transtension, associée en partie à la formation de petits rifts continentaux contrôlés par des systèmes de grabens et de demi-grabens, et en partie à des systèmes de 'metamorphic core complexes' caractérisés par des jeux normaux sur des failles à faible pendage (Figure VII.3). On peut donc penser que les régions qui ont subi une exhumation importante et rapide (Ih Bogd) se situaient au niveau des premiers systèmes, où la

déformation est localisée et la composante verticale dominante, alors que les régions qui ont subi une exhumation plus modérée et plus lente (Baatar et Ih Türgen) se situaient probablement au niveau des deuxièmes systèmes, où la déformation est distribuée sur plusieurs failles à faible pendage.

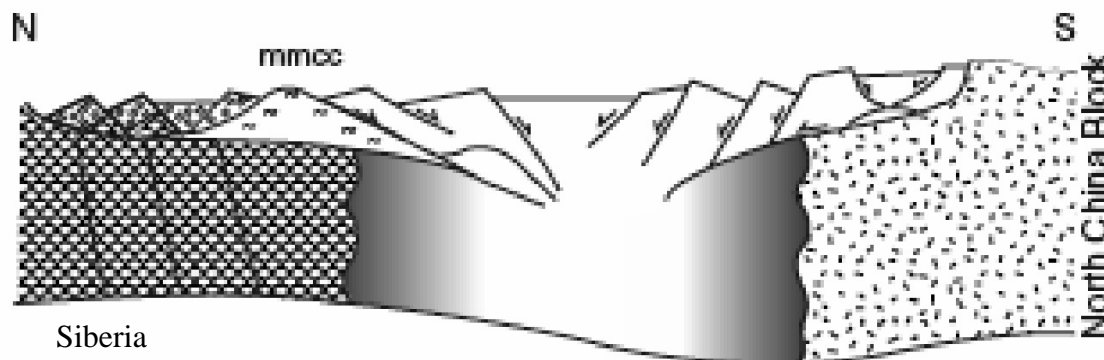


Figure VII.3 : Coupe schématique de la région Mongolie-Sibérie au Jurassique-Crétacé (d'après Johnson et al., 2001). Le régime transtensif associé à l'effondrement de la chaîne Mongol-Okhotsk s'exprime par une tectonique dominée par des systèmes de grabens et demi-grabens, et par des systèmes de type 'metamorphic core complex'.

Entre les phases mésozoïque et tardi-cénozoïque, la Mongolie traverse une période de stabilité tectonique de plus de 100 Ma, pendant laquelle ne se produisent pas de mouvements verticaux majeurs. C'est au cours de cette période que les reliefs produits par la tectonique mésozoïque sont érodés et qu'une vaste surface de pénéplanation se forme. Cette surface forme actuellement le substratum du haut plateau mongol et les sommets plats des massifs de l'Altay et du Gobi-Altay (et probablement de ceux de Sayan). Les données thermochronologiques dont nous disposons semblent indiquer que la formation de cette surface est diachrone, avec une différence de quelques dizaines de millions d'années entre le Sud et le Nord de la Mongolie.

Dans le Gobi-Altay, la distribution des âges traces de fission le long du profil vertical et les modèles statistiques des chemins thermiques montrent que, peu après la phase

d'exhumation, qui a eu lieu autour de 200 Ma, les reliefs créés ont été rapidement arasés. Ce scénario est en accord avec l'âge du basalte ($197,0 \pm 0,6$ Ma) qui scelle la surface d'érosion sommitale d'Ih Bogd, et qui est donc postérieur à sa formation. Par ailleurs, ces différentes données impliquent que, depuis sa formation, cette surface pénéplanée a subi une dénudation négligeable, qui est restée très faible même au cours de la surrection du massif d'Ih Bogd.

Dans l'Altay, le processus de pénéplanation s'achève également à la fin de la phase d'exhumation mésozoïque. Par contre, suite à une durée beaucoup plus importante de cette phase, se terminant au Crétacé Inférieur, la formation de la pénéplaine est plus tardive par rapport au Gobi-Altay. Les durées différentielles des événements transtensifs d'une région à l'autre déterminent ainsi une diachronie dans la pénéplanation des reliefs mésozoïques du Gobi-Altay et de l'Altay.

Enfin, l'étude du fonctionnement des failles du massif d'Ih Bogd au cours du Pléistocène, couplé à l'analyse morphochronologique des terrasses alluviales abandonnées le long de la vallée de Bitut par l'incision de la rivière, a permis de mieux comprendre les mécanismes des interactions entre les processus tectoniques et les processus climatiques dans l'évolution de la morphologie d'un massif en surrection. Nous avons pu constater que le processus d'incision/abandon des terrasses constitue à la fois une réponse à la surrection du massif et à la croissance du réseau hydrographique, qui semble principalement liée à l'érosion régressive du plateau sommital. Le deuxième processus apparaît être le facteur principal dans l'évolution morphologique de la vallée, surtout dans sa partie haute, et empêche l'estimation du taux de surrection du massif à partir des taux d'incision calculés le long de la rivière.

Les phases de dépôt et incision des surfaces alluviales sont donc contrôlées par le climat quaternaire régional, qui est caractérisé par l'alternance de périodes glaciaires longues et sèches avec des périodes interglaciaires courtes et humides dans un cycle d'environ 10^5

ans. Les surfaces alluviales se forment au moment des transitions glaciaires-interglaciaires, quand, à cause des précipitations intenses, la capacité de transport des rivières augmente fortement et permet la re-mobilisation et le transport du matériel détritique accumulé dans le bassin. L'abandon des cônes dans le piedmont est quasiment instantané, alors que l'abandon des terrasses peut nécessiter plusieurs milliers d'années. Ce retard représente le temps nécessaire aux rivières pour passer d'un régime dépositionnel à un régime incisif. Cette transition au sein du massif est probablement liée à la diminution progressive, au cours de la période interglaciaire, de la charge sédimentaire transportée par les rivières.

VIII. BIBLIOGRAPHIE

- Adiya M.**, D. Ankhtsetseg, Ts. Baasanbat, G. Bayar, Ch. Bayarsaikhan, D. Erdenezul, D. Mungunsuren, A. Munkhsaikhan, D. Munkhuu, R. Narantsetseg, Ch. Odonbaatar, L. Selenge, B. Tsembel, M. Ulziibat, Kh. Urtnasan, 2003. One century of seismicity in Mongolia (1900-2000), Coordinators : Dr. Dugarmaa T., and Dr. Schlupp A., RCAG-DASE, Ulaanbaatar.
- Anderson R. S.**, J. L. Repka and G. S. Dick, 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*, 24, 47-51.
- Arjannikova A.**, C. Larroque, J-F. Ritz, J. Déverchère, J-F. Stéphan, S. Arjannikov and V. San'kov, 2004. Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy–Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia–Siberia). *Terra Nova*, 16, 265–272, doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00565.x.
- Avouac J-P.**, P. Tapponnier, P. Bai, M. You and G. Wang, 1993. Active Thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J. Geophys. Res.*, 98, 6755-6804.
- Baljinnyam I.**, A. Bayasgalan, B. A. Borisov, A. Cisternas, M. G. Dem'yanovich, L. Ganbaatar, V. M. Kochetkov, R. A. Kurushin, P. Molnar, H. Philip and Yu. Ya. Vashchilov, 1993. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings. *Geol. Soc. Am., Memoir* 181, p. 62.
- Barbarand J.**, 1999. Cinétique de cicatrisation des traces de fission dans les cristaux d'apatite et histoire thermique de la bordure sud-est du Massif Central. Thèse, Université Nancy I, 323 pp.

- Barbarand J.**, A. Carter, I. Wood and A. J. Hurford, 2003. Compositional and structural control of fission track annealing in apatite. *Chemical Geology*, 198, 107-137.
- Bayasgalan A.**, 1999. Active Tectonics of Mongolia, PhD thesis, p. 182, University of Cambridge.
- Bayasgalan A.**, J. Jackson, J. F. Ritz and S. Carretier, 1999. Field examples of strike-slip terminations in Mongolia, and their tectonic significance. *Tectonics*, 18, 394-441.
- Bayasgalan A.**, J. Jackson, D. McKenzie, 2005. Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements, *Geophys. J. Int.*, 163, 1151-1179.
- Besse J.**, V. Courtillot, J. P. Pozzi, M. Westphal, and Y. X. Zhou, 1984. Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrust and Zhangbo suture. *Nature*, 311, 621-626.
- Bettinelli P.**, J-P. Avouac, M. Flouzat, F. Jouanne, L. Bollinger, P. Willis, G. R. Chitrakar, 2006. Plate motion of India and interseismic strain in the Nepal Himalaya from GPS and DORIS measurements, *J. Geod.*, DOI 10.1007/s00190-006-0030-3.
- Bierman P. R.**, 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. *J. Geophys. Res.*, 99, 13,885-13,896.
- Bierman P. R.**, A. R. Gillespie, and M. W. Caffee, 1995. Cosmogenic ages for earthquakes recurrence intervals and debris flow fan deposition, Owen valley, California. *Science*, 270, 447-450.
- Braucher R.**, 1998. Utilisation du ^{10}Be cosmogénique produit in-situ pour l'étude de la dynamique des latérites en zone tropicale, thèse, Université d'Aix-Marseille III.

- Braucher R.**, E. T. Brown, D. L. Bourlès and F. Colin, 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 211, 251-258.
- Brichau S.**, 2004. Constraining the tectonic evolution of extensional fault systems in the Cyclades (Greece) using low-temperature thermochronology. PhD thesis, University of Mainz (Germany) and Montpellier II (France), 165pp.
- Brook E. J.**, M. D. Kurz, G. H. Denton and R. P. Ackert Jr., 1993. Chronology of Taylor Glacier Advances in Arena Valley, Antarctica, Using in Situ Cosmogenic ^3He and ^{10}Be , *Quaternary Res.*, 39, 11-23.
- Brown E. T.**, J. M. Edmond, G. M. Raisbeck, F. Yiou, M. D. Kurz and E. J. Brook, 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be et ^{26}Al . *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 55, 2699-2703.
- Brown E. T.**, E. J. Brook, G. M. Raisbeck, F. Yiou and M. D. Kurz, 1992. Effective attenuation lengths of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: implication for exposure age dating. *Geophys. Res. Lett.*, 19, 4, 369-372.
- Brown E. T.**, R. Bendick, D. L. Bourlès, V. Gaur, P. Molnar, G. M. Raisbeck and F. Yiou, 2002. Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines. *J. Geophys. Res.*, 107 (B9), 2192, doi:10.1029/2000JB000100.
- Bucknam R. C.** and R. E. Anderson, 1979. Estimation of fault-scarp ages from a scarp-height-slope-angle relationship. *Geology*, 7, 11-14.
- Bull W. B.**, 1991. *Geomorphic responses to climatic change*: New York, Oxford University Press, 326 p.

- Bullen M. E.**, D. W. Burbank, J. I. Garver and K. Y. Abdrakhmatov, 2001. Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 113, 12, 1544–1559.
- Burbank D. W.** and R. S. Anderson, 2001. *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science, p. 274, Malden, USA.
- Burchfiel B. C.**, E.T. Brown, Q. Deng, X. Fang, P. Molnar, J. Shi, W. Zhangming, Y. Huichan, 1999. Crustal Shortening on the Margins of the Tian Shan, Xinjiang, China, *Int. Geol. Rev.* 41, 663-700.
- Buslov M.**, J. De Grave, V. Zykin, 2006. Cenozoic tectonics and climate of Central Asia, European Geosciences Union, Vienna, EGU06-A-01084.
- Calais E.**, M. Vergnolle, V. Sankov, A. Lukhnev, A. Miroshnitchenko, S. Amarjargal and J. Dervèrère, 2003. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002): Implications on current kinematics of Asia. *J. Geophys. Res.*, 108(B10), 2501, doi:10.1029/2002JB002373.
- Carcaillet J.**, Bourlès D. L., Thouveny N., 2004. Geomagnetic dipole moment and ^{10}Be production rate intercalibration from authigenic $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ for the last 1.3 Ma. *Geochem., Geophys., Geosystem*, 5 n°5, DOI 10.1029/2003GC000641.
- Carretier S.**, F. Lucazeau and J. F. Ritz, 1998. Approche numérique des interactions entre climat, faille active et érosion. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 391-397.
- Carretier S.**, 2000. Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie). Approche de la géomorphologie quantitative, PhD thesis, p. 324, Université Montpellier 2.
- Carretier S.**, J. F. Ritz, J. Jackson and A. Bayasgalan, 2002. Morphological dating of cumulative reverse fault scarp: Examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia, *Geophys. J. Int.*, 148, 256– 277.

- Charreau J.**, Y. Chen, S. Gilder, S. Dominguez, J.-P. Avouac, S. Sen, D. Sun, Y. Li and W. M. Wang, 2005. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan Mountains. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 230, 177– 192.
- Cobbold P. R.** and P. Davy, 1988. Indentation tectonics in nature and experiments, 2, Central Asia. *Bulletin of Geological Institut, Uppsala*, 14, 143-162.
- Cunningham D. W.**, B. F. Windley, D. Dorjnamjaa, G. Badamgarov and M. Saandar, 1996. A structural transect across the Mongolian Western Altai: Active transpressional mountain building in central Asia. *Tectonics*, 15, 142–156.
- Cunningham D. W.**, 1998. Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai. *Tectonics*, 17, 891-902.
- Cunningham W. D.**, 2001. Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, central Mongolia: implications for the origin of the Baikal rift province, *Tectonophysics*, 331, 389–411.
- Cunningham D.**, S. Davies and G. Badarch, 2003. Crustal architecture and active growth of the Sutai Range, western Mongolia: a major intracontinental, intraplate restraining bend. *J. Geodyn.*, 36, 169-191.
- Cunningham D.**, 2005. Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 240, 436–444.
- Cunningham D.**, 2006. Structural and topographic characteristics of restraining bend mountain ranges in the Altai, Gobi Altai and easternmost Tien Shan, European Geosciences Union, Vienna, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-01888.
- Davis J. C.** and 10 others, 1990. Lawrence Livermore National Laboratory-University of California Center for Accelerator Mass Spectrometry facility and research program. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*, B52, 269-272.

- Delvaux D.**, R. Moeys, G. Stapel, A. Melnikova and V. Ermikov, 1995. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 1. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution. *Tectonophysics*, 252, 61-101.
- Delvaux D.**, R. Moyes, G. Stapel, C. Petit, K. Levi, A. Miroshnichenko, V. Ruzhich and V. San'kov, 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2, Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282, 1-38.
- Delville N.**, N. Arnaud, J. M. Montel, M. Brunel and E. Sobel, 2001. Paleozoic to Cenozoic deformation along the Altyn-Tagh Fault in the Altun Shan range, Eastern Qilian Shan, NE Tibet China in: Hendrix, M. S. and Davis, G. A. (eds), *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central and eastern Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 194, 269-292.
- De Grave J.** and P. Van den Haute, 2002. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology. *Tectonophysics*, 349, 145– 159.
- Dobretsov N. L.**, N. A. Berzin, M. M. Buslov and V. D. Ermikov, 1995. General aspects of the evolution of the Altai region and the interrelationships between its basement pattern and the neotectonic structural development. *Russian Geology and Geophysics*, 36, 3-15.
- Donelick R. A.**, 1991, Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observation. *Am. Mineral.*, Vol. 76, 83-91.
- Duddy I. R.**, P. F. Green and G. M. Laslett, 1988. Thermal annealing of fission tracks in apatite 3 variable temperature behaviours. *Chem. Geol.*, 73, 25-38.
- Dunai T. J.**, 2000. Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 176, 157-169.
- Dunne J.**, D. Elmore, and P. Muzikar, 1999. Scaling factors for the rates of production of

- cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces, *Geomorphology*, 27, 3-11.
- England P.** and G. Houseman, 1986. Finite strain calculation of continental deformation, 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 91, 3664-3676.
- England P.** and P. Molnar, 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18, 1173-1177.
- Farley K. A.**, 2002. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications, in: *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 47, pp. 819-844.
- Farley K. A.**, 2003. Problematic samples for apatite (U-Th)/He dating: Some possible causes and solutions, *EOS. Trans. AGU*, 84(46), Fall Meet. Suppl., Abstract V22G-06.
- Fleischer R. L.**, P. B. Price and R. M. Walker, 1975. Nuclear tracks in solids. Berkeley Univ. Calif. press, p. 605.
- Florensov N. A.** and V. P. Solonenko (Eds.), 1965. The Gobi-Altay Earthquake, U.S. Dep. of Commer., Washington, D. C. p 424.
- Fu B.**, A. Lin, K. Kano, T. Maruyama and J. Guo, 2003. Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China. *Tectonophysics*, 369, 79-101.
- Gaudemer Y.**, P. Tapponnier and D. L. Turcotte, 1989. River offsets across active strike-slip faults, *Ann. Tecton.*, 3, 55-76.
- Gosse J. C.** and F. M. Phillips, 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Sci. Rev.*, 20, 1475-1560.
- Graham S. A.**, M. S. Hendrix, C. L. Johnson, D. Badamgarav, G. Badarch, J. Amory, M. Porter, R. Barsbold, L. E. Webb, and B. Hacker, 2001. Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southeast Mongolia, *GSA Bulletin*, v. 113, p. 1560-1579.

- Green P. F.** and S. A. Durrani, 1977. Annealing studies of tracks in crystals, Nucl. Track Detect., 1, 33-39.
- Green P. F.**, 1985. Comparison of zeta calibration baselines for fission-track dating of apatite, zircon and sphene. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 58, 1-22.
- Green P. F.**, I. R. Duddy, A. J. W. Gleadow, P. R. Tingate and G. M. Laslett, 1985. Fission track annealing in apatite : track length measurements and the form of the Arrhenius plot. Nucl. Tracks, 10, 323-328.
- Green P. F.**, I. R. Duddy, A. J. W. Gleadow, P. R. Tingate and G. M. Laslett, 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite.1. A qualitative description. Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section), 59, 237-253.
- Green P. F.**, I. R. Duddy, G. M. Laslett, K. A. Hegarty, A. J. W. Gleadow and J. F. Lovering, 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4 - Quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. Chem. Geol., 79, 155-182.
- Green P. F.**, P. V. Crowhurst, I. R. Duddy, P. Japsen, S. P. Holford, sous presse. Conflicting (U–Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour, Earth and Planetary Science Letters, doi:10.1016/j.epsl.2006.08.022.
- Halim N.**, V. Kravchinsky, S. Gilder, J-P. Cogné, M. Alexyutin, A. Sorokin, V. Courtillot and Y. Chen, 1998. A palaeomagnetic study from the Mongol–Okhotsk region: rotated Early Cretaceous volcanics and remagnetized Mesozoic sediments. Earth. Planet. Sci. Lett., 159, 133–145.
- Hancock G. S.**, R. S. Anderson, O. A. Chadwick and R. C. Finkel, 1999. Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. Geomorphology, 27, 41-60.

- Hancock G. S.** and R. S. Anderson, 2002. Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate. *GSA Bulletin*, 114, 9, 1131-1142.
- Hanks T. C.**, R. C. Bucknam, K. R. Lajoie, and R. E. Wallace, 1984. Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. *J. Geophys. Res.*, 89, 5771-5790.
- Hanks T. C.**, J. F. Ritz, K. J. Kendrick, R. C. Finkel and C. D. Garvin, 1997. Uplift rates in a continental interior: faulting offsets of a ~100 ka abandoned fan along the Bogd fault, southern Mongolia, *Proc. of Penrose Conf. on Tecton. Cont. Inter.*
- Howard P.**, W. D. Cunningham, S. J. Davies, A. H. Dijkstra and G. Badarch, 2003. The stratigraphic and structural evolution of the Dzereg Basin, western Mongolia: clastic sedimentation, transpressional faulting and basin destruction in an intraplate, intracontinental setting. *Basin Research*, 15, 45-72.
- Hurford A. J.** and P. F. Green, 1982. A users' guide to fission track dating calibration *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 343-354.
- Hurford A. J.** and P. F. Green, 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Geoscience*, 1, 285–317.
- Hurford A. J.**, 1990. Standardization of fission track dating calibration: recommendation by the fission-track working group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chem. Geol.*, 80, 171–178.
- Jackson J.**, J-F. Ritz, L. Siame, G. Raisbeck, F. Yiou, R. Norris, J. Youngson and E. Bennett, 2002. Fault growth and landscape development rates in Otago, New Zealand, using in situ cosmogenic ^{10}Be . *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 195, 185-193.
- Jolivet M.**, 2001. Thermochronologie traces de fission, modélisation analogique et étude de terrain, Thèse de doctoraat, Université Montpellier 2, 400 pp.

- Jolivet M.**, M. Brunel, D. Seaward, Z. Xu, J. Yang, F. Roger, P. Tapponnier, J. Malavieille, N. Arnaud and C. Wu, 2001. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission track constraints. *Tectonophysics*, 343, 111-134.
- Johnson C. L.**, L. E. Webb, S. A. Graham, M. S. Hendrix, G. Badarch, 2001. Sedimentary and structural records of late Mesozoic high-strain extension and strain partitioning, East Gobi basin, southern Mongolia, *Geol. Soc. Am.*, memoir 194, 413-433.
- Ketcham R. A.**, R. A. Donelick and W. D. Carlson, 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *Am. Mineral.*, 84, 1235–1255.
- Ketcham R. A.**, R.A. Donelick and M.B. Donelick, 2000. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. *Geological Materials Research*, 2, 1-32.
- Klein J.**, R. Giegengack, R. Middleton, P. Sharma, J. R. Underwood and R. A. Weeks, 1986. Revealing histories of exposure using in situ produced ^{26}Al and ^{10}Be in Libyan Desert Glass. *Radiocarbon* 28(2A), 547-555.
- Kurushin R. A.**, A. Bayasgalan, M. Ölziybat, B. Enkhtuvshin, P. Molnar, C. Bayarsayhan, K. W. Hudnut and J. Lin, 1997. The surfaces rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 320. p 143.
- Khon B. P.**, A. J. W. Gleadow, A. Raza, F. Kohlmann and R.W. Brown, 2006. Re evaluating low temperature apatite thermochronology in slowly cooled terranes, Goldschmidt Conf. Abstract, doi:10.1016/j.gca.2006.06.662.
- Lal D.**, 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 104, 424-439.
- Larroque C.**, J-F. Ritz, J-F. Stéphan, V. San'kov, N. Arjannikova, E. Calais, J. Déverchère and L. Loncke, 2001. Interaction compression-extension à la limite Mongolie-Sibérie:

- analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka. C.R. Acad. Paris, 332, 177-184.
- Laslett G. M.**, A. J. W. Gleadow, I. R. Duddy, 1984. The relationship between fission track length and density in apatite. Nucl. Tracks, 9, 29-38.
- Laslett G. M.**, P. F. Green, I. R. Duddy and A. J. W. Gleadow, 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 2, A quantitative analysis. Chem. Geol., 65, 1-13.
- Le Pichon X.**, M. Fournier, and L. Jolivet, 1992. Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. Tectonics, 11, 1085-1098.
- Logatchev N.** and N. Florensov, 1978. The Baikal system of rift valley. Tectonophysics, 45, 1-13.
- Logatchev N.** and Y. Zorin, 1987. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift. Tectonophysics, 143, 225-234.
- Logatchev N.**, 1993. History and geodynamics of the Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system : a review. Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf Aquitaine, 17, 2, 353-370.
- Masarik J.**, Frank, M., Schäfer, J. M., and Wieler, R., 2001. Correction of in situ cosmogenic nuclide production rates for geomagnetic field intensity variations during the past 800000 years: Geochim. Cosmochim. Acta, 65 (3-4), 515-521.
- Mattauer M.**, P. Matte, J-L. Olivet, 1999. A 3D model of the India-Asia collision at plate scale, C. R. Acad. Sci. Paris, 328, 499-508.
- Mazilov V. N.**, Kashik, S.A., Lomonosova, T.K., 1993. Oligocene deposits of the Tunka depression (Baikal Rift System). Russ. Geol. Geophys. 34 (8), 68-73.
- Meriaux A. S.**, F. J. Ryerson, P. Tapponnier, J. Van der Woerd, R.C. Finkel, Xiwei Xu, Zhiqin Xu and M.W. Caffee, 2004. Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault:

- Morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh. *J. Geophys. Research*, 109, B06401, doi:10.1029/2003JB002556.
- Meriaux A. S.**, P. Tapponnier, F. J. Ryerson, Xu Xiwei, G. King, J. Van der Woerd, R.C. Finkel, Li Haibing, M. W. Caffee, Xu Zhiqin, and Chen Wenbin, 2005. The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate. *J. Geophys. Research*, 110, B04404, doi:10.1029/2004JB003210.
- Métivier F.** and Y. Gaudemer, 1997. Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics. *Geophys. J. Int.*, 128, 1–17.
- Molnar P.** and P. Tapponnier, 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189, 419-426.
- Molnar P.** and D. Qidong, 1984. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, 89, 6203-6227.
- Mossakovsky A. A.**, S. V. Ruzhentsev, S. G. Samygin and T. N. Kheraskova, 1993. The Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation. *Geotectonica* 6, 3-33. (in Russian).
- Naeser C. W.** and H. Faul, 1969. Fission track annealing in apatite and sphene, *J. Geophys. Res.*, 74, 705-710.
- Nishiizumi K.**, D. Lal, J. Klein, R. Middleton and J. R. Arnold, 1986. Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. *Nature*, 319, 134-135.
- O’Sullivan P. B.** and R. R. Parrish, 1995. The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 132, 213-224.
- Owen L. A.**, D. W. Cunningham, B. W. Richards, E. Rhodes, B. F. Windley, D. Dorjnamjaa and J. Badamgarav, 1999. Timing of formation of forebergs in the northeastern Gobi-Altai,

- Mongolia: implications for mountain uplift rates and earthquake recurrence intervals. *Jour. Geol. Soc. London*, 156, 457-464.
- Parfeevets A. V.**, V. A. San'kov, A. I. Miroshnichenko and A.V.Lukhnev. 2002. Evolution of the Earth's crust stress, the Mongol-Baikal mobile belt. *Pacific Geology*, 21, 1, 14-28. (in Russian).
- Patriat P.** and J. Achache, 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, 311, 615-621.
- Patzelt A.**, L. Huamei, W. Junda and E. Appel, 1996. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia. *Tectonophysics*, 259, 259-284.
- Peltzer G.**, P. Tapponnier, Y. Gaudemer, B. Meyer, G. Shunmin, Y. Kelun, C. Zhitai and D. Huagung, 1988. Offsets of Late Quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chang MA fault (Gansu, China), *J. Geophys. Res.*, 93, 7793-7812.
- Petit C.**, J. Deverchère, F. Houdry, V. San'kov, V. Melnikova and D. Delvaux, 1996. Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications. *Tectonics*, 15, 1171-1191.
- Petit C.**, J. Déverchère, E. Calais, V. San'kov and D. Fairhead, 2002. Deep structure and mechanical behaviour of the lithosphere in the Hangai-Hovsgol region, Mongolia: new constraints from gravity modelling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 197, 133-149.
- Pigati J. S.**, and Lifton, N. A., 2004. Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ^{14}C and ^{10}Be . *Earth Planet. Sci. Lett.*, 226 (1-2), 193-205.

- Poisson B.** and J-P. Avouac, 2004. Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China), *J. Geol.*, 112, 231-249.
- Prentice C.**, K. Kendrick, K. Berryman, A. Bayasgalan, J-F. Ritz and J. Q. Spencer, 2002. Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia. *J. Geophys. Res.*, 107, 2321.
- Press W. H.**, S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling and B. P. Flannery, 1996. Numerical Recipes in Fortran 90- The Art of Parallel Scientific Computing, Cambridge University Press.
- Raisbeck G. M.**, F. Yiou, D. L. Bourlès, J. Lestringuez and D. Deboffe, 1987. Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a Tandetron AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods*, 29, 22-27.
- Rasskazov S. V.**, 1994. Magmatism related to the Eastern Siberia Rift System and the Geodynamics. *Bulletin Centres Rech.Explor-Prod. Elf Aquitaine*, 18, 437-453.
- Rautian T.** and W. Leith, 2002. Composite Regional Catalogs of Earthquakes in the Former Soviet Union, Departement of the Interior, U. S. Geological Survey, Open file report 02-500.
- Repka J. L.**, R. S. Anderson and R. C. Finkel, 1997. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 1-4, 59-73.
- Ritz J-F.**, E. T. Brown, D. L. Bourlès, H. Philip, A. Schlupp, G. M. Raisbeck, F. Yiou and B. Enkhtuvshin, 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia. *Geology*, 23, 1019– 1022.
- Ritz J-F.**, D. Bourlès, E. T. Brown, S. Carretier, J. Chery, B. Enhtuvushin, P. Galsan, R. C. Finkel, T. C. Hanks, K. J. Kendrick, H. Philip, G. Raisbeck, A. Schlupp, D. P. Schwartz and F. Yiou, 2003. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust

- fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates. *J. Geophys. Res.*, 108(B3), 2162, doi :10.1029/2001JB000553.
- Ritz J-F.**, 2003. Analyse de la tectonique active en domaine continental: Approche morphotectonique et paléosismologique, HDR thesis , V1, p. 72, Université Montpellier 2.
- Schlupp A.**, 1996. Neotectonique de la Mongolie occidentale. Analyse à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires, PhD thesis, p. 172, Université de Strasbourg.
- Schwartz D.** and K. Coppersmith, 1984. Fault behavior and characteristic earthquakes: examples from the Wasatch and San Andreas faults. *J. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698.
- Sengör A. M. C.**, B. A. Natal'in and V. S. Burtman, 1993. Evolution of the Altaïd tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, 364, 299-307.
- Sieh K.**, 1996. The repetition of large-earthquake ruptures, *Proceedings Natl. Acad. Sci. USA*, 93, 3764-3771.
- Siame L.**, R. Braucher and D. Bourlès, 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 171, 383-396.
- Siame L.**, O. Bellier, R. Braucher, M. Sébrier, M. Cushing, D. Bourlès, B. Hamelin, E. Baroux, B. de Voogd, G. Raisbeck and F. Yiou, 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 7010, 1-21.
- Sobel E. R.** and T. A. Dumitru, 1997. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim Basin during the India-Asia collision. *J. Geophys. Res.*, 102, 5043-5064.
- Sobel E. R.**, J. Chen and R. V. Heermance, 2006. Late Oligocene–Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tian Shan: Implications for Neogene shortening rate variations, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 247, 70-81.

- Stone J. O.**, 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geophys. Res.*, 105, B10, 23753-23759.
- Tapponnier P.** and P. Molnar, 1979. Active Faulting and Cenozoic Tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal Regions. *J. Geophys. Res.*, 84, 3425-3459.
- Tapponnier P.**, X. Zhiqin, F. Roger, B. Meyer, N. Arnaud, G. Wittlinger and Y. Jingsui, 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294, 1671-1677.
- Traynor J. J.** and C. Sladen, 1995. Tectonic and stratigraphic evolution of the Mongolian People's Republic and its influence on hydrocarbon geology and potential. *Marine. Petrol. Geol.*, 12, 35-32.
- Tucker G. E.**, and R. Slingerland, 1997. Drainage basin responses to climate change, *Water Resources Res.*, vol. 33, 8, 2031-2047.
- Ulziibat M.**, 2006. The 2003 Chuya sequence (North Altay range): tectonic context and seismological study, these, p. 181, Université de Nice-Sophia Antipolis.
- Van der Beek P. A.**, D. Delvaux, P. A. M. Andriessen and K. G. Levi, 1996. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia. *J. Geol. Soc. London*, 153, 515-523.
- Van der Woerd J.**, F. J. Ryerson, P. Tapponnier, Y. Gaudemer, R. Finkel, A. S. Meriaux, M. Caffee, Z. Guoguang and H. Qunlu, 1998. Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). *Geology*, 26, 695– 698.
- Van der Woerd J.**, P. Tapponnier, F. J. Ryerson, A. S. Meriaux, B. Meyer, Y. Gaudemer, R. Finkel, M. W. Caffee, G. G. Zhao and Z. Q. Xu, 2002. Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun fault (Tibet), from Al-26, Be-10, and C-14 dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology. *Geophys. J. Int.*, 148, 356-388.

- Vergnolle M.**, F. Pollitz and E. Calais, 2003. Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia, *J. Geophys. Res.*, 108, B10, 2502, doi:10.1029/2002JB002374.
- Walker R. T.**, A. Bayasgalan, R. Carson, R. Hazlett, L. McCarthy, J. Mischler, E. Molor, P. Sarantsetseg, L. Smith, B. Tsogtbadrakh and G. Tsolmon, 2006. Geomorphology and structure of the Jid right-lateral strike-slip fault in the Mongolian Altay Mountains. *J. Struct. Geology*, 28, 9, 1607-1622.
- Wang F.**, C-H. Lo, Q. Li, M-W. Yeh, J. Wan, D. Zheng and E. Wang, 2004. Onset timing of significant unroofing around Qaidam basin, northern Tibet, China: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and FT thermochronology on granitoids. *J. Asian Earth Sci.*, 24, 59-69.
- Webb L. E.**, S. A. Graham, C. L. Johnson, G. Badarch and M. S. Hendrix, 1999. Occurrence, age, and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia: *Geology*, v. 27, no. 2, p. 143.
- Windley B. F.**, M. B. Allen, C. Zhang, Z.Y. Zhao and G.R. Wang, 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan Range, Central Asia. *Geology*, 18, 128-131.
- Woodcock N. H.** and M. Fischer, 1986. Strike-slip duplexes, *J. Struct. Geology*, 8, 7, 725-735.
- Zaitsev N. S.**, V. I. Kovalenko, B. Luvsandansan, I. V. Lutchiski, and V. V. Yarmolyuk, 1989. Carte des deformations géologiques de la république populaire de Mongolie au 1/1 500 000 (en russe). Académies des Sciences de Mongolie et de l'Union Soviétique.
- Zhalkovskii N. D.**, O. A. Kuchai and V. I. Muchnaya, 1995. Seismicity and some characteristics of the stress state of the Earth's crust in the Altai-Sayan region. *Russian Geology and Geophysics*, 36, 10, 16-25.

Zonenshain L. P., M. I. Kuzmin and L. M. Natapov, 1990. Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis. American Geophysical Union, Geodynamique Series, 21.

Zorin Yu. A., 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. Tectonophysics, 306, 33–56.

ANNEXE A

Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ^{10}Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia): climatic and tectonic implications

Riccardo Vassallo,¹ Jean-François Ritz,¹ Régis Braucher² and Sébastien Carretier³

¹Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, UMR 5573 Université Montpellier II, Montpellier, France; ²CEREGE, Europole Méditerranéen de l'Arbois, Aix-en-Provence, France; ³BRGM/ARN3, Orléans, France

ABSTRACT

The Gurvan Bogd mountain range is a fault system characterized by strong earthquakes ($M \sim 8$) separated by long periods of quiescence. Further to the previous works in the area, our study provides new data concerning the tectonic and climatic processes in the Gobi-Altay. To quantify the slip rates along the faults, we dated offset alluvial fans analysing the *in situ* produced ^{10}Be along profiles at depth. The slip rates along the Bogd strike-slip fault and its associated thrust faults over the Upper Pleistocene–Holocene period are $0.95 \pm$

0.29 mm yr^{-1} and comprised between 0.12 ± 0.02 and $0.13 \pm 0.02 \text{ mm yr}^{-1}$, respectively. The surfaces ages account for a cyclic formation of the fans over the past $\sim 360 \text{ ka}$, in correlation with the terminations of the marine isotope stages 2, 6, 8 and 10.

Terra Nova, 17, 278–285, 2005

Introduction

The seismic cycle is often much longer than the instrumental or even the historical seismicity record periods (e.g. McCalpin, 1996; Yeats and Prentice, 1996). It is particularly true in intracontinental domains, where the accumulation of strain is slow and where recurrence intervals of earthquakes can reach several thousand years. One of the means to characterize the activity of faults in such settings is to determine their long-term slip rates by dating offset morphological features. This implies the use of geochronological methods, such as the *in situ* ^{10}Be dating (e.g. Brown *et al.*, 1991; Brook *et al.*, 1993), which can be applied to periods of time as long as 10 000–500 000 years.

In this paper, we present the results of a slip-rate analysis on several segments of the Gurvan Bogd fault system in the Gobi-Altay, Mongolia (Fig. 1), where one of the largest intracontinental earthquakes ($M 8.3$) occurred in 1957 (Florensov and Solonenko, 1965; Kurushin *et al.*, 1997). The Bogd fault, the main strike-slip

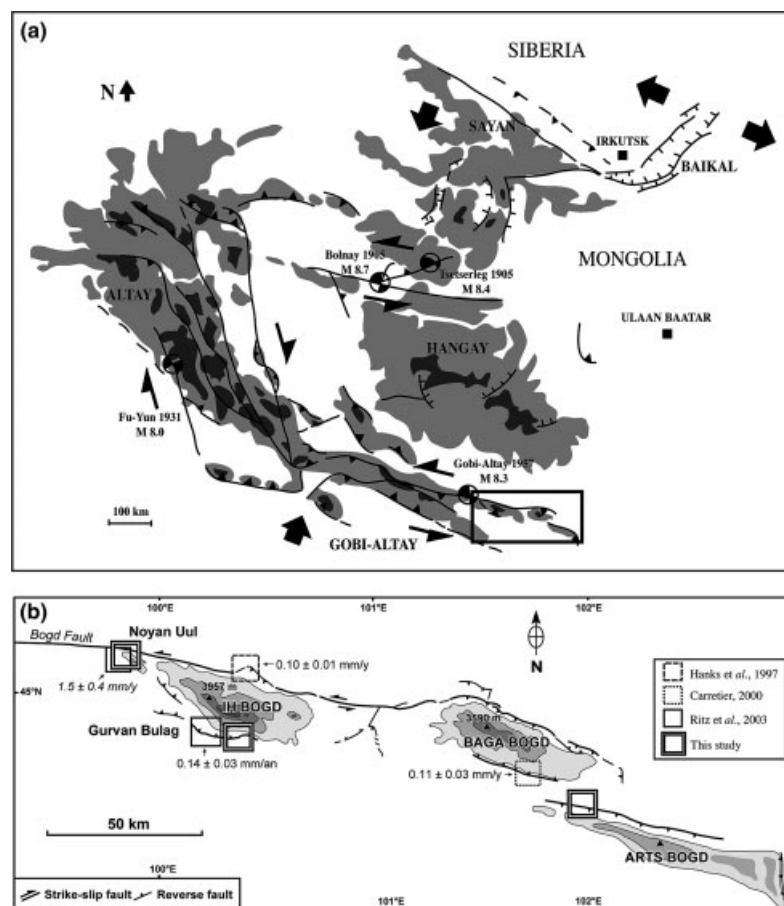


Fig. 1 (a) Simplified map of the principal mountain ranges and associated active faults in Western Mongolia. Focal mechanisms of the four $M > 8$ earthquakes of the twentieth century are indicated. (b) Close-up of the Gurvan Bogd range in the Gobi-Altay, with the Upper Pleistocene fault slip rates determined by previous works (vertical and horizontal components are in normal and italics characters, respectively) and the location of the studied sites.

Correspondence: Jean-François Ritz, Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, UMR 5573 Université Montpellier II, place E. Bataillon 34095 Montpellier Cedex 05, France. Tel.: +33 (0)4 67 14 39 07; fax: +33 (0)4 67 14 36 42; e-mail: ritz@dstu.univ-montp2.fr

Table 1 Results of ^{10}Be analysis at the Tandemron AMS facility, Gif-sur-Yvette, France (Raisbeck *et al.*, 1987). Measured $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were calibrated directly against the National Institute of Standards and Technology (NIST) standard reference material SRM 4325 using its certified $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $(26.8 \pm 1.4) \times 10^{-12}$. Surface production rates were obtained from calculation based on the latitude–altitude-dependent polynomials of Lal (1991)

Sample	Depth (cm)	Density (g cm^{-3})	Production (at $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$)	^{10}Be (Mat g^{-1})	Error ^{10}Be (Mat g^{-1})
NU42	205	2.70	1.01	0.34	0.06
NU45	160	2.70	1.80	0.63	0.14
NU47	110	2.70	3.82	0.45	0.07
NU49	80	2.70	6.25	0.32	0.04
NU51	20	2.70	17.53	1.11	0.16
NU52A	0	2.70	24.91	1.85	0.27
ABW1	200	2.75	0.92	0.42	0.10
ABW4	160	2.75	1.55	0.74	0.09
ABW6	120	2.75	2.83	1.23	0.14
ABW8	80	2.75	5.48	2.41	0.32
ABW10	40	2.75	10.97	3.29	0.41
ABW12B	0	2.75	22.38	3.39	0.37
IBSA23	140	2.65	2.55	0.54	0.07
IBSA25	100	2.65	4.73	0.73	0.09
IBSA26	70	2.65	7.73	1.37	0.19
IBSA28	30	2.65	15.18	1.79	0.20
IBSA30	0	2.65	25.45	2.54	0.27
IBSB31	200	2.65	1.15	0.16	0.04
IBSB33	160	2.65	1.91	0.38	0.05
IBSB35	120	2.65	3.45	0.15	0.03
IBSB37	80	2.65	6.55	0.37	0.05
IBSB39	40	2.65	12.80	0.50	0.07
IBSB41	0	2.65	25.45	0.70	0.10

fault segment, has been among the first examples studied in terms of slip-rate analysis using ^{10}Be dating (e.g. Ritz *et al.*, 1995). This study consisted in measuring *in situ* produced ^{10}Be at the surface of offset markers such as alluvial fans. Three other studies (i.e. Hanks *et al.*, 1997; Carretier, 2000; Ritz *et al.*, 2003) have been carried out in the area bringing estimates of long-term slip rates – either horizontal or vertical – along some of the main fault segments (Fig. 1b). Moreover, ^{10}Be dating has shown that alluvial fans within this region form episodically and seems correlated with the terminations of glacial stages (Ritz *et al.*, 1995, 2003).

These studies, as several others in similar context (e.g. Anderson *et al.*, 1996; Repka *et al.*, 1997; Van der Woerd *et al.*, 1998; Hancock *et al.*, 1999; Brown *et al.*, 2002), showed that superficial samples often contained inherited ^{10}Be due to pre-exposure. This inheritance adds to the ^{10}Be concentration accumulated after abandonment of the surfaces and leads to the overestimation of their exposure ages. To better constrain the dating, it appeared necessary to look at the distribution of ^{10}Be at depth

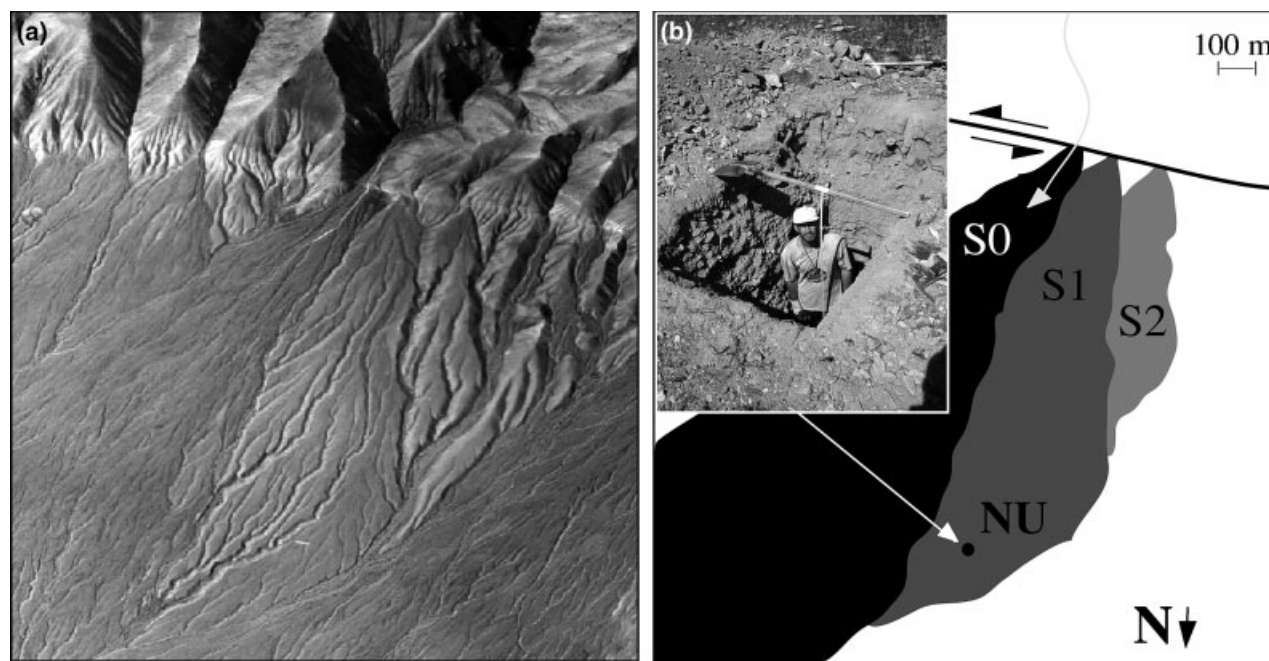


Fig. 2 (a) Aerial photograph of the studied site along the Bogd fault at Noyan Uul. (b) Corresponding morphotectonic interpretation of the offset alluvial surfaces and location of the ^{10}Be sampling site. The picture in the top-left corner shows the hand-dug soil pit for ^{10}Be sampling at depth.

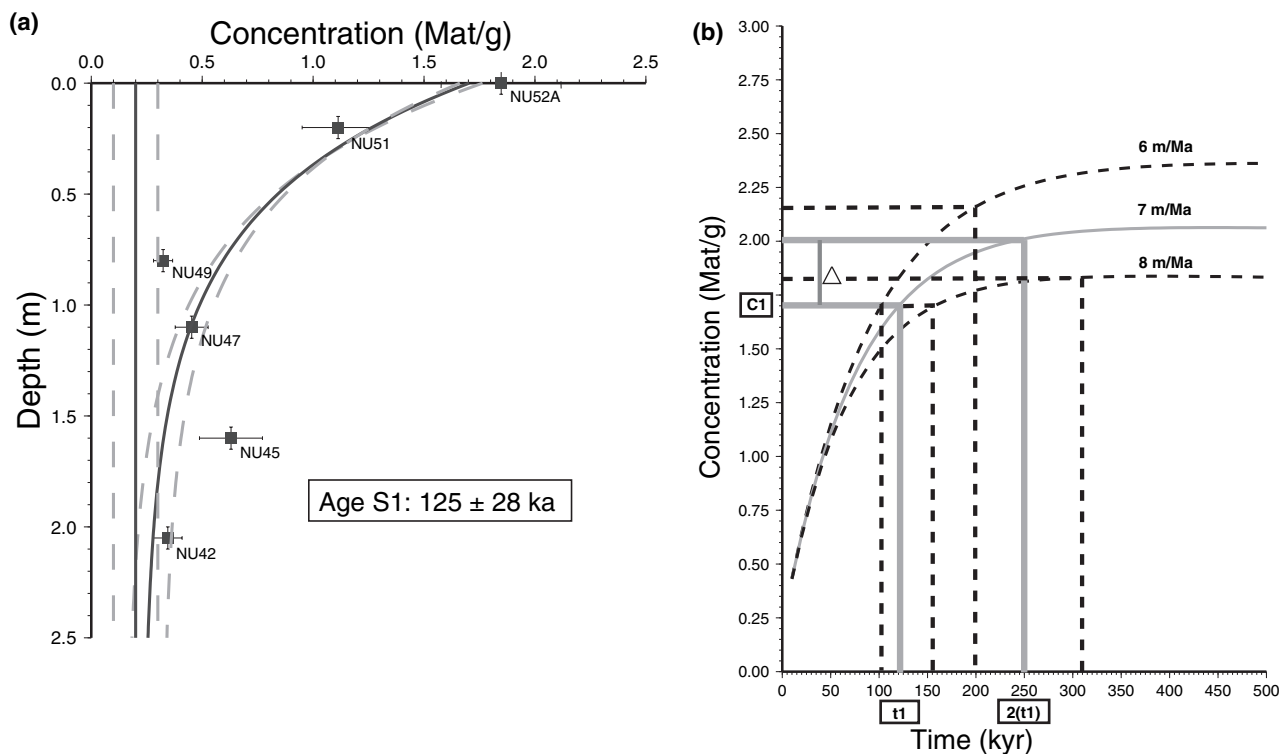


Fig. 3 (a) Results of the ^{10}Be analysis of surface S1 at Noyan Ulsite; the best-fit exponential decrease model is in solid line and models with minimum and maximum average inheritance are in dashed lines. (b) Diagram of the evolution of the surface ^{10}Be concentration vs. time showing the calculation of S1 and S2 surface ages (see text for explanation).

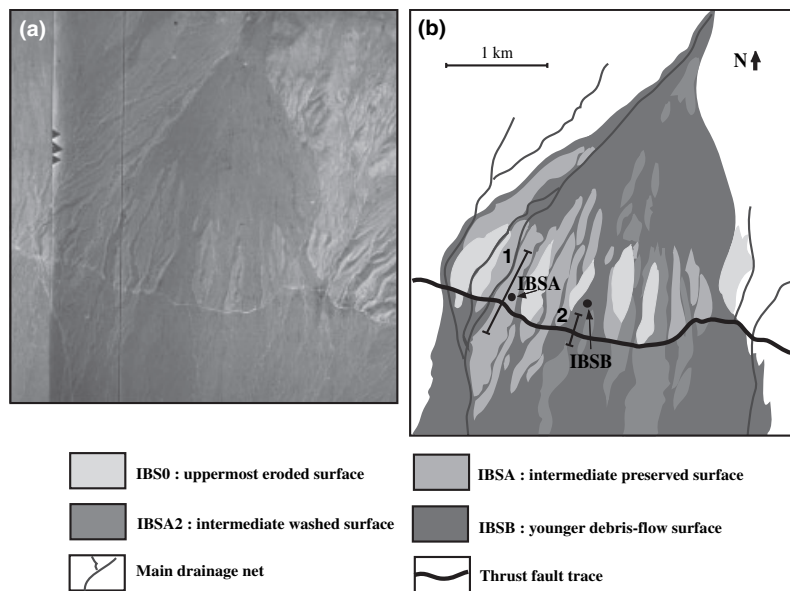


Fig. 4 (a) Aerial photograph of the studied site along the Gurvan Bulag thrust fault. (b) Corresponding detailed morphotectonic map (after Ritz *et al.*, 2003) with location of the ^{10}Be sampling sites and of the topographic profiles (see Fig. 5a).

and check its theoretically predicted exponential decrease in a vertical profile (e.g. Brown *et al.*, 1992). In this

study, we used *in situ* ^{10}Be to date offset surfaces by analysing the ^{10}Be distribution at depth in order to

quantify the average pre-exposure of sediments. We have re-examined the site studied by Ritz *et al.* (1995) at Noyan Uul along the Bogd fault where a 1.2 mm yr^{-1} maximum horizontal slip rate was estimated, and studied two new sites along the Gurvan Bulag fault and along the Artz Bogd fault (see Fig. 1b).

Tectonic setting

Western Mongolia is affected by a NNE–SSW compression related to the India–Asia collision (Tapponnier and Molnar, 1979) (Fig. 1a). Deformation is transpressional and characterized by large strike-slip faults associated with reverse faults surrounding the Hangay Dôme (e.g. Baljinnyam *et al.*, 1993; Cunningham *et al.*, 1996; Schlupp, 1996). To the South, in Gobi-Altay, main fault trends are N100E and correspond to left-lateral strike-slip faults, whereas to the West, in Altay, main fault trends are N140E and correspond to right-lateral strike-slip faults.

The Gurvan Bogd mountain range corresponds to the easternmost part of

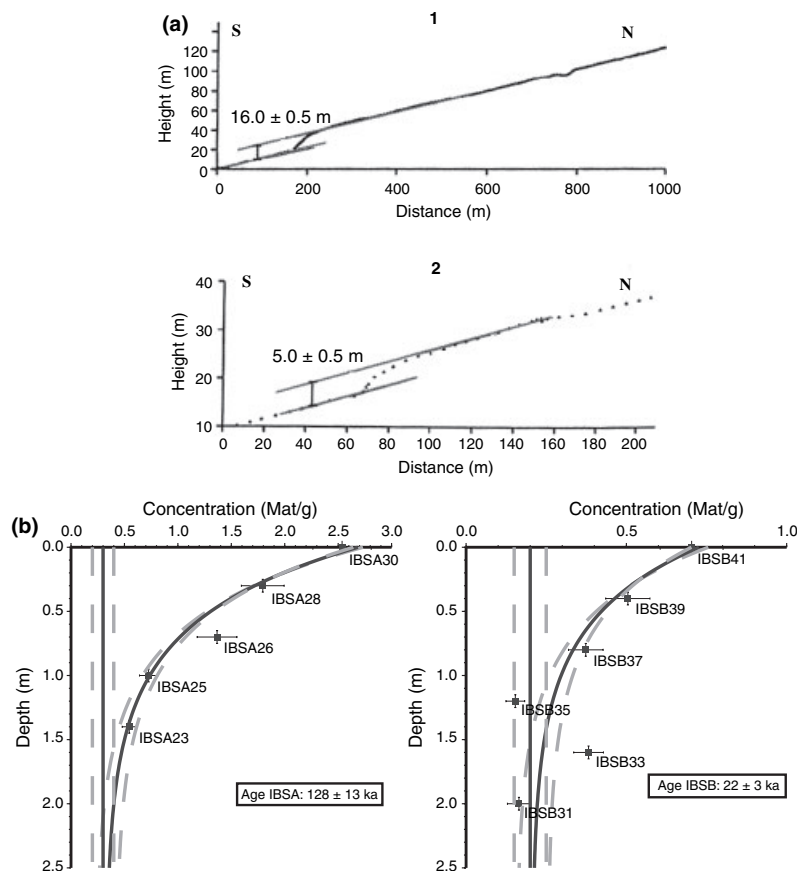


Fig. 5 (a) Topographic profiles across the two surfaces IBSA and IBSB and vertical offsets at Gurvan Bulag site. (b) Results of the ^{10}Be analysis on the two surfaces and best-fit exponential decrease models (solid line) and models with minimum and maximum average inheritance (dashed lines).

the Gobi-Altay. It is composed of three massifs named Ih Bogd, Baga Bogd and Artz Bogd (Fig. 1b). Reverse-left-lateral strike-slip faults are found at the bottom of the three-massif northern flanks. Along Ih Bogd and Baga Bogd massifs, these fault segments belong to the Bogd fault system that ruptured most recently over 270 km long during the 1957 M8.3 Gobi-Altay earthquake. Reverse faulting is also present along Ih Bogd and Baga Bogd southern flanks, but not along Artz Bogd. In most cases, this reverse faulting is associated with thrusting ridges called 'forebergs' (Bayasgalan *et al.*, 1999; Carretier *et al.*, 2002).

Morphotectonic analysis and age calculations

We studied three sites corresponding to abandoned alluvial fans that are

offset by fault movement (Fig. 1b). Fan surfaces show little erosion as suggested by the heavy desert varnish coatings on the top of the exposed boulders. However, the boulder patina is less developed near the ground suggesting wind deflation. On each site, faulted alluvial surfaces have been mapped using 1/35 000 aerial photographs and field survey (Ritz *et al.*, 1995; Carretier, 2000; Ritz *et al.*, 2003; this study). Displacements have been calculated from topographic profiles generated by kinematic GPS survey (e.g. Ritz *et al.*, 2003) except at Noyan Uul where we kept the left-lateral offsets estimated by Ritz *et al.* (1995).

To determine the exposure ages of the alluvial surfaces, we analysed the concentration of *in situ* produced ^{10}Be that accumulates through time in quartz-rich cobbles exposed to cosmic rays (e.g. Brown *et al.*, 1991; Lal,

1991) (Table 1). In order to improve the dating, we analysed the ^{10}Be distribution at depth along soil pits dug into the first metres of the surfaces (for sampling strategy see Ritz *et al.*, 2003). On one hand, if the ^{10}Be concentrations show the expected exponential decrease, this technique ensures that samples have evolved *in situ* since their emplacement. The distribution along the profile is then a function of the exposure time and of the erosion rate (e.g. Brown *et al.*, 1992). On the other hand, this technique allows estimating the average ^{10}Be inheritance of the surface, which accumulates during the exhumation and the transport of the material before the deposit. If not taken into account, inherited ^{10}Be leads to the overestimation of the surface exposure age (e.g. Anderson *et al.*, 1996; Repka *et al.*, 1997; Hancock *et al.*, 1999). Inheritance is defined by the asymptote towards which the exponential curve tends below ~ 2 m, as below this depth the post-depositional production of ^{10}Be is largely negligible for the time range we are dealing with (Burbank and Anderson, 2001).

Exposure ages were calculated by using the equations and the estimates of the contribution of the nuclear particles proposed by Braucher *et al.* (2003). For each profile, using a least square inversion procedure and testing among a range of inheritance values, we determined the time and the erosion rate corresponding to the best-fit model. For each site we processed the data taking into account the available morphotectonic constraints (multiple cumulated offset of the markers, estimates on the erosion rates, stratigraphy).

Noyan Uul

The studied site is located along the Bogd fault (Fig. 1b), in a zone where each main drainage basin is associated with a sequence of three faulted alluvial fans of different ages (Ritz *et al.*, 1995; Carretier *et al.*, 1998; Ritz, 2003). The apexes of these surfaces are misaligned with regard to their respective drainage basin outlets due to left-lateral movement with a reverse component along the fault (Fig. 2). Ritz *et al.* (1995) sampled S1 and S2 that are displaced 110 ± 10 and 220 ± 10 m, respectively. If we

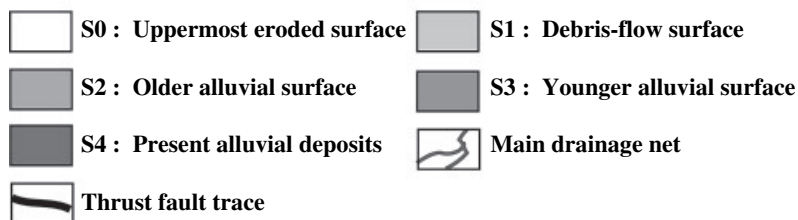
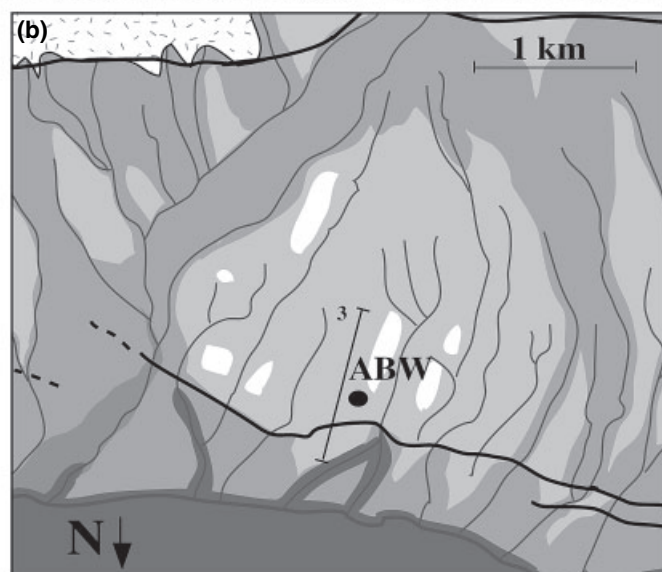
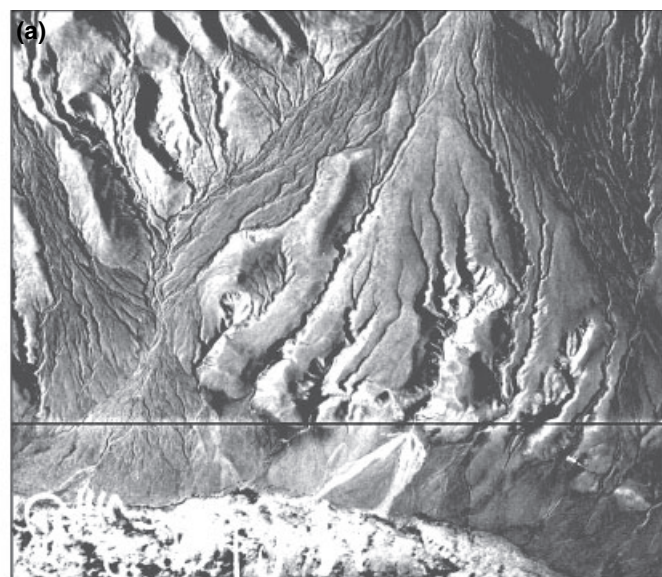


Fig. 6 (a) Aerial photograph of the studied site along the thrust fault to the North of Artz Bogd. (b) Corresponding detailed morphotectonic map with the location of the ^{10}Be sampling site and of the topographic profile (see Fig. 7a).

consider a constant slip rate through time, surface S2 is twice older than S1. The ^{10}Be concentration on surface S2 should be twice that of S1. Instead, Ritz *et al.* (1995) found that there were minor variations of ^{10}Be concentrations between the two surfaces,

which suggested that the concentrations are approaching steady-state values. Taking the apparent age calculated for the youngest surface S1, they calculated a maximum horizontal slip rate of 1.2 mm yr^{-1} that was recently re-evaluated to $1.5 \pm$

0.4 mm yr^{-1} after correction on the production rate (Ritz *et al.*, 2003).

In this study, we re-sampled surface S1 and analysed the ^{10}Be distribution at depth. The best-fit model explaining the distribution of ^{10}Be along the profile gives a ^{10}Be surface concentration of $1.7 \pm 0.05 \text{ Mat g}^{-1}$ for an average inheritance of $0.20 \pm 0.10 \text{ Mat g}^{-1}$ (Fig. 3a). To better constrain the erosion rate, we put together S1 surface concentration (given by the model, C1), the difference in surface concentration between S1 and S2 [found by Ritz *et al.* (1995), $\Delta = 0.29 \pm 0.13 \text{ Mat g}^{-1}$] and the age ratio between the two surfaces ($T_2 = 2T_1$). We obtained a single value of $7 \pm 1 \text{ m Ma}^{-1}$ (Fig. 3b). This allows us to calculate the age of S1 at $125 \pm 28 \text{ ka}$, which in turn gives an age of $250 \pm 56 \text{ ka}$ for S2. These ages correspond to the end of the marine isotope stages (MIS) 6 and 8 and yield a left-lateral slip rate of $0.95 \pm 0.29 \text{ mm yr}^{-1}$ along the Bogd fault.

Gurvan Bulag

At the southern foothills of Ih Bogd massif, we studied two stepped alluvial surfaces (IBSA and IBSB) that are affected by the Gurvan Bulag thrust fault (Fig. 1b). These surfaces are found both in the hangingwall and in the footwall, which allows an accurate estimate of their vertical offsets (Fig. 4). The younger surface (IBSB) is vertically displaced by $5.0 \pm 0.5 \text{ m}$ and the older surface (IBSA) by $16.0 \pm 0.5 \text{ m}$ (Fig. 5a). The distribution of ^{10}Be concentration at depth in both surfaces shows an exponential decrease (Fig. 5b). We determined average inherited ^{10}Be concentrations of $0.20 \pm 0.05 \text{ Mat g}^{-1}$ for IBSB and $0.30 \pm 0.10 \text{ Mat g}^{-1}$ for IBSA. Considering the $2.5 \pm 0.5 \text{ m Ma}^{-1}$ erosion rate estimated by Ritz *et al.* (2003) on an adjacent fan, we calculated the abandonment of IBSB and IBSA surfaces at 22 ± 3 and $128 \pm 13 \text{ ka}$, respectively. These ages are consistent with those obtained by Ritz *et al.* (2003) on nearby surfaces and correspond to the end of MIS 2 and 6.

As we do not know when during the seismic cycle IBSA and IBSB surfaces were formed, we bracketed the vertical slip rates with the total offsets and the total offsets minus the mean 1957

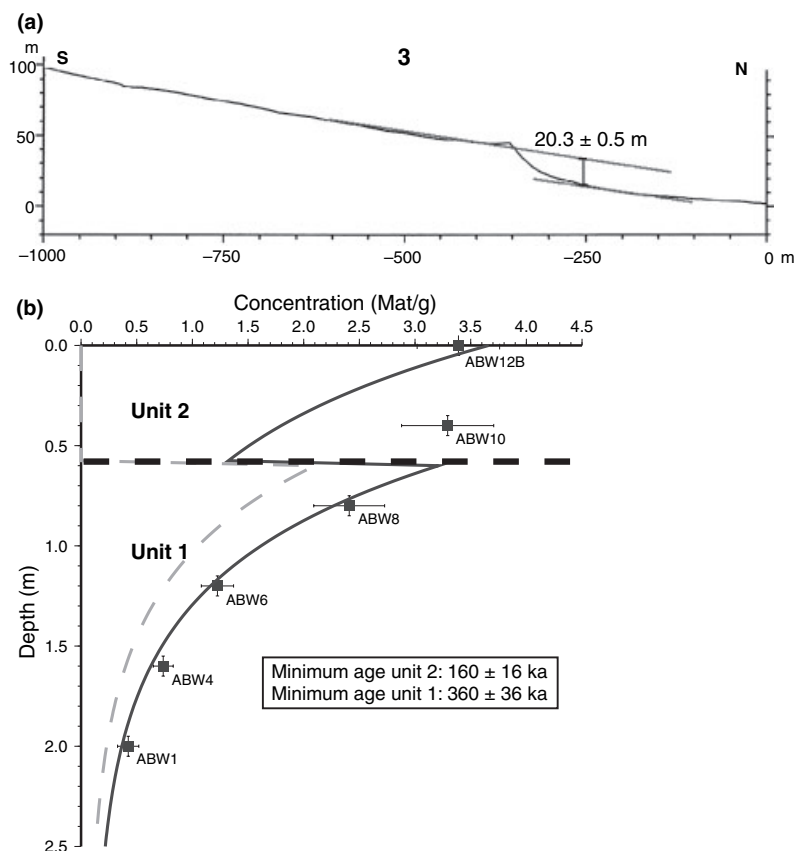


Fig. 7 (a) Topographic profile across the surface and vertical offset at Artz Bogd site. (b) Results of the ^{10}Be analysis. The ^{10}Be distribution in Unit 1 before deposit of Unit 2 (with removal of ~ 40 cm of Unit 1) is in dashed line, the present distribution is in solid line.

vertical offset. Taking into account the palaeoseismological data (Prentice *et al.*, 2002), we estimated the latter at ~ 1 m. Dividing the offset values by the ages of IBSB and IBSA surfaces yields upper and lower limits on the vertical slip rates of 0.23 ± 0.05 and 0.19 ± 0.05 mm yr^{-1} for the past ~ 20 ka, and of 0.13 ± 0.02 and 0.12 ± 0.02 mm yr^{-1} for the past ~ 125 ka, respectively. These results confirm that the activity along the Gurvan Bulag thrust fault increased during the past ~ 20 ka, but in a lower proportion than proposed by Ritz *et al.* (2003).

Artz Bogd

The studied site is situated at the western termination of the thrust fault associated with the foreberg on the northern flank of Artz Bogd massif (Fig. 1b). We studied an uplifted alluvial–colluvial surface that is vertically

displaced by the thrust fault (Fig. 6). We are not sure whether the surface extending downslope the fault scarp corresponds to the surface that is vertically offset in the hangingwall. The planar hangingwall surface is vertically separated by 20.3 ± 0.5 m with respect to the footwall surface (Fig. 7a).

Distribution of ^{10}Be at depth along a soil pit dug in the hangingwall surface suggests the overlapping of two depositional sequences (Fig. 7b). This is consistent with the stratigraphy observed in the pit, which shows a ~ 60 cm layer (Unit 2) mainly characterized by debris flow deposits covering another layer (Unit 1) made of smaller debris (S. Carretier, unpublished data).

The distribution of the ^{10}Be concentration at depth within the lower deposits is perfectly explained by a model without inheritance. On the other hand, the concentration of the

sample ABW10 in the upper deposits shows an inheritance due to an earlier exposure. A simple interpretation is that sample ABW10 has been remobilized from Unit 1 into Unit 2, and therefore has been exposed twice at different depths. Considering this scenario, the best-fit model for the entire profile takes into account the ^{10}Be concentration of all samples, the removal of a certain thickness of Unit 1 at the time of deposition of Unit 2 and the assumption of no erosional losses. This yields a minimum age of 360 ± 36 and 160 ± 16 ka for Units 1 and 2, respectively. The formation of Unit 1 looks coeval with the global climatic change at the end of MIS 10, while the formation of Unit 2 would be correlated with a minor pulse during the penultimate glacial stage. The incision of the surface by the drainage network due to regressive erosion is clearly posterior to the vertical displacement of the overall deposits, which yields a maximum vertical slip rate of 0.13 ± 0.01 mm yr^{-1} for the last 160 ka.

Conclusions

This study provides further data to previous morphotectonic works within the Gurvan Bogd system. It improves the exposure age estimates of faulted morphological markers and documents tectonic and climatic processes in the area.

As regards the slip-rate estimations along the faults, our data allow re-estimating the Bogd fault left-lateral slip rate at 0.95 ± 0.29 mm yr^{-1} over the past ~ 250 ka. We confirm that the thrust faults within the Gurvan Bogd system have Upper Pleistocene vertical slip rates comprised between 0.12 ± 0.02 and 0.13 ± 0.02 mm yr^{-1} and that fault activity slightly increased along the Gurvan Bulag thrust fault during the past ~ 20 ka.

As regards the regional climate history, our ^{10}Be data strengthen the idea of major pulses of aggradation localized in time. The data account for four major alluviations at ~ 20 , 120, 250 and 360 ka, at the terminations of MIS 2, 6, 8 and 10, respectively (Fig. 8). Thus, these pulses would occur at the transition from glacial to interglacial periods, when the global climate becomes warmer and wetter. This predominant climatic control

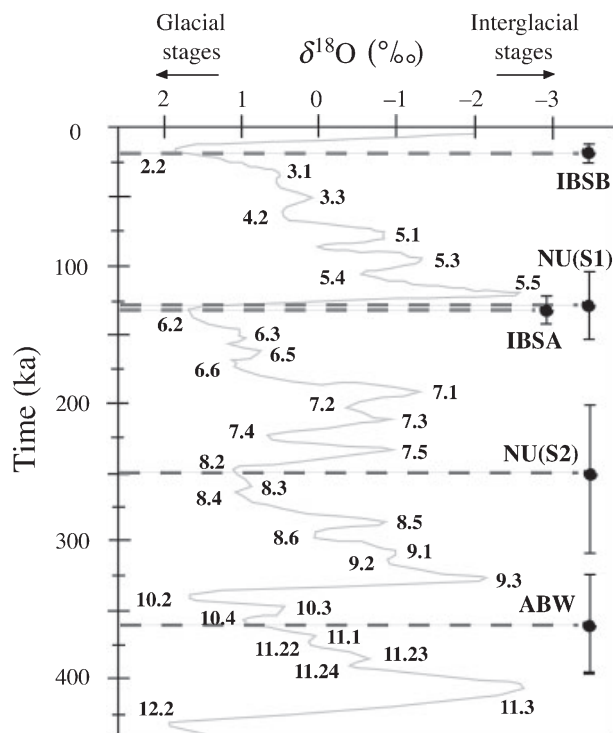


Fig. 8 Correlation between the ^{10}Be ages of the alluvial fans formed within the Gurvan Bogd mountain range and the oxygen isotope curve for Pleistocene and Holocene (Low Latitude Stack, MD900963 + Site 677) modified after Imbrie *et al.* (1984). ^{10}Be age of the Artz Bogd surface (ABW, Unit 1) is a minimum age; error bars for the age of S2 surface at Noyan Uul are larger than the others because this age is indirectly calculated from that of S1.

on the genesis of morphological markers has been also observed in NW China (Pan *et al.*, 2003).

Analysis of the distribution of ^{10}Be concentration at depth within different alluvial surfaces of different ages around Ih Bogd massif shows similar inherited concentrations ($0.2\text{--}0.3\text{ Mat g}^{-1}$). This suggests a regular process for the exhumation–transport of the material before its abandonment within alluvial fans. The low sample-to-sample variability in inheritance suggests a stochastic production history. This pattern probably corresponds to the pre-exposure of the material during the transport in the drainage network rather than during its exhumation (see Repka *et al.*, 1997). This also explains the absence of inheritance at Artz Bogd site, where the drainage basins are small (compared to Ih Bogd) involving a rapid transport. If we consider an average burying depth throughout the transport comprised between 0 and 1 m (corresponding to the mean diameter of the largest boulders), the $0.2\text{--}0.3\text{ Mat g}^{-1}$ of

inherited ^{10}Be account for a pre-exposure time in the drainage network comprised between 5–6 and 30–40 kyr.

Acknowledgements

This study was supported by the Laboratory Dynamique de la Lithosphère-UMR5573 in Montpellier, by the CEREGE, and by the CNRS-INSU PICS Mongolie-Baikal program. We thank James Jackson, Amgalan Bayasgalan, Didier Bourlès and Marc Jolivet for fruitful discussions. We acknowledge D. W. Cunningham and an anonymous referee for their reviews that helped us to improve the original manuscript. We are also thankful to Vivien Iredale and Italia Merano for the correction of the English.

References

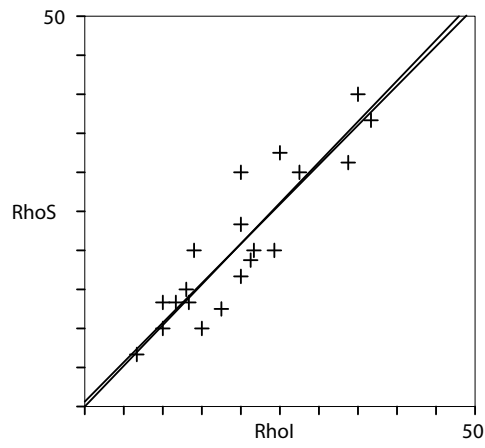
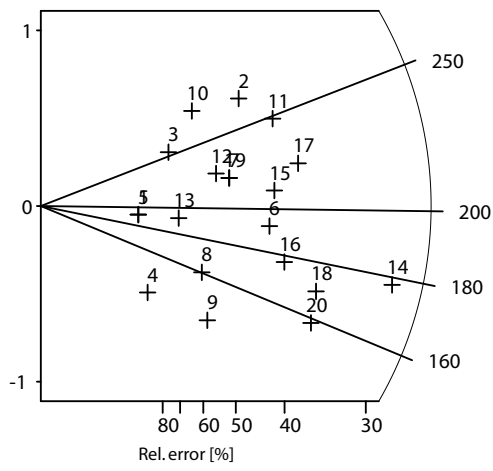
- Anderson, R.S., Repka, J.L. and Dick, G.S., 1996. Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*, **24**, 47–51.
- Baljinnyam, I., Bayasgalan, A., Borisov, B.A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M.G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V.M.,

- Kurushin, R.A., Molnar, P., Philip, H. and Vashchilov, Yu.Ya., 1993. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **181**, 62.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.F. and Carretier, S., 1999. Field examples of strike-slip terminations in Mongolia, and their tectonic significance. *Tectonics*, **18**, 394–441.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L. and Colin, F., 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **211**, 251–258.
- Brook, E.J., Kurz, M.D., Denton, G.H. and Ackert, R.P. Jr, 1993. Chronology of Taylor glacier advances in Arena Valley, Antarctica, using in situ cosmogenic ^3He and ^{10}Be . *Quatern. Res.*, **39**, 11–23.
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou F., Kurz, M.D. and Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2699–2703.
- Brown, E.T., Brook, E.J., Raisbeck, G.M., Yiou F. and Kurz, M.D., 1992. Effective attenuation lengths of cosmic rays producing ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: implication for exposure age dating. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 369–372.
- Brown, E.T., Bendick, R., Bourlès, D.L., Gaur, V., Molnar, P., Raisbeck, G.M. and Yiou, F., 2002. Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines. *J. Geophys. Res.*, **107**(B9), 2192, doi:10.1029/2000JB000100.
- Burbank, D.W. and Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Malden, USA, p. 274.
- Carretier, S., 2000. *Cycle sismique et sur-recton de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie)*. Approche de la géomorphologie quantitative, PhD thesis, Université de Montpellier 2, p. 324.
- Carretier, S., Lucazeau, F. and Ritz, J.F., 1998. Approche numérique des interactions entre climat, faille active et érosion. *CR Acad. Sci. Paris*, **326**, 391–397.
- Carretier, S., Ritz, J.F., Jackson, J. and Bayasgalan, A., 2002. Morphological dating of cumulative reverse fault scarp: examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia. *Geophys. J. Int.*, **148**, 256–277.
- Cunningham, D.W., Windley, B.F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, G. and Saandar, M., 1996. A structural transect across the Mongolian Western Altai: active transpressional mountain building in central Asia. *Tectonics*, **15**, 142–156.

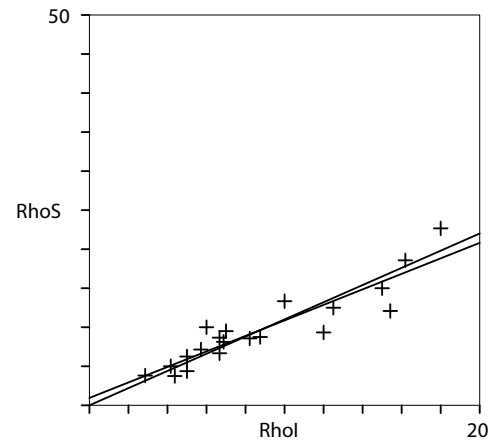
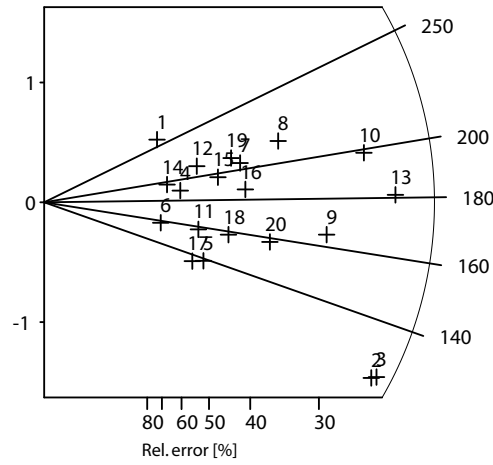
- Florensov, N.A. and Solonenko, V.P. (eds), 1965. *The Gobi-Altay Earthquake*. US Department of Commerce, Washington, DC.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A. and Finkel, R.C., 1999. Dating fluvial terraces with ^{10}Be and ^{26}Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. *Geomorphology* **27**, 41–60.
- Hanks, T.C., Ritz, J.F., Kendrick, K.J., Finkel, R.C. and Garvin, C.D., 1997. Uplift rates in a continental interior: faulting offsets of a ~100 ka abandoned fan along the Bogd fault, southern Mongolia. *Proc. Penrose Conf. Tecton Cont. Int.*, 23–28 September, Cedar City, UT.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: *Milankovitch and Climate* (A.L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla and B. Saltzman, eds), pp. 269–305. D. Riedel, Hingham, MA.
- Kurushin, R.A., Bayasgalan, A., Ölziybat, M., Enkhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, C., Hudnut, K.W. and Lin J., 1997. The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **320**, 143.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 424–439.
- McCalpin, J.P., 1996. *Paleoseismology*. Academic, San Diego, CA, p. 588.
- Pan, B., Burbank, D., Wang, Y., Wu, G., Li J. and Guan, Q. 2003. A 900 k. y. record of strath terrace formation during glacial-interglacial transitions in north-west China. *Geology*, **31**, 957–960.
- Prentice, C., Kendrick, K., Berryman, K., Bayasgalan, A., Ritz, J.F. and Spencer, J.Q., 2002. Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia. *J. Geophys. Res.*, **107**, 2321.
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourlès, D.L., Lestringuez, J. and Deboffe, D. 1987. Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a Tandem AMS facility. *Nucl. Instrum. Meth.*, **29**, 22–27.
- Repka, J.L., Anderson, R.S. and Finkel, R.C., 1997. Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **152**, 59–73.
- Ritz, J.F., 2003. *Analyse de la tectonique active en domaine continental: Approche morphotectonique et paléosismologique*. HDR thesis, VI Université de Montpellier 2, p. 72.
- Ritz, J.F., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G.M., Yiou, F. and Enkhtuvshin, B., 1995. Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates: application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia. *Geology*, **23**, 1019–1022.
- Ritz, J.F., Bourlès, D., Brown, E.T., Carretier, S., Chery, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R.C., Hanks, T.C., Kendrick, K.J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D.P. and Yiou, F., 2003. Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates. *J. Geophys. Res.*, **108** (B3), 2162, doi: 10.1029/2001JB000553.
- Schlupp, A., 1996. *Neotectonique de la Mongolie occidentale. Analyse à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires*. PhD thesis, Université de Strasbourg, p. 172.
- Tapponnier, P. and Molnar, P., 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolian and Baykal regions. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3425–3459.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F.J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Finkel, R., Meriaux, A.S., Caffee, M., Guoguang, Z. and Qunlu, H., 1998. Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China). *Geology*, **26**, 695–698.
- Yeats, R. and Prentice, C., 1996. Introduction to special section: paleoseismology. *J. Geophys. Res.*, **101**, 5847–5853.

Received 9 August 2004; revised version accepted 23 January 2005

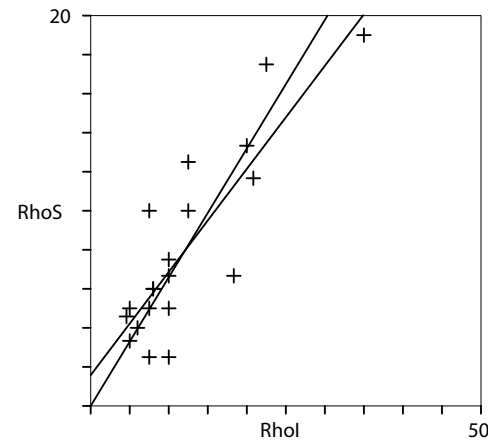
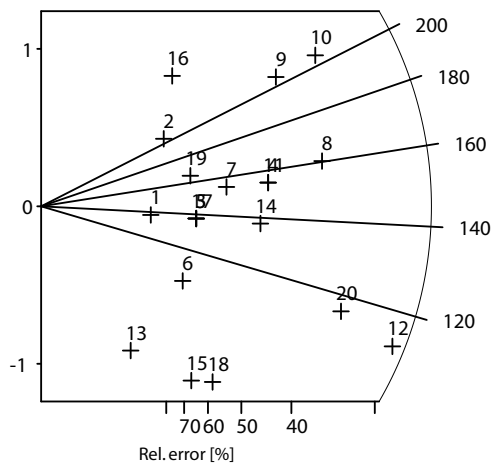
ANNEXE B



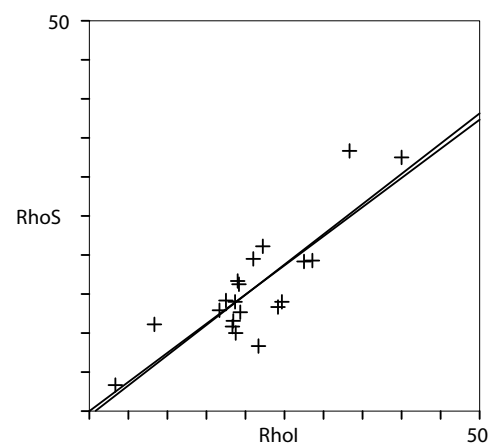
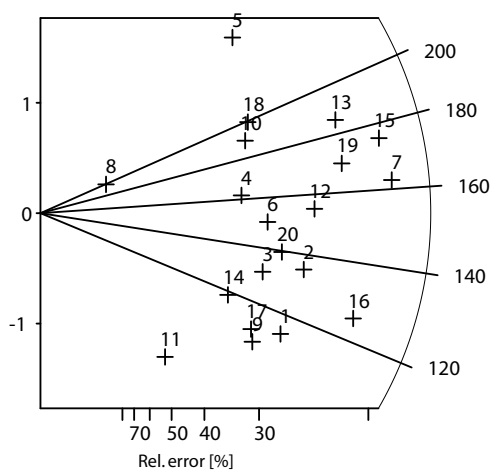
IB-00-1
Age central : 201.5 Ma
Nb Cristaux : 20



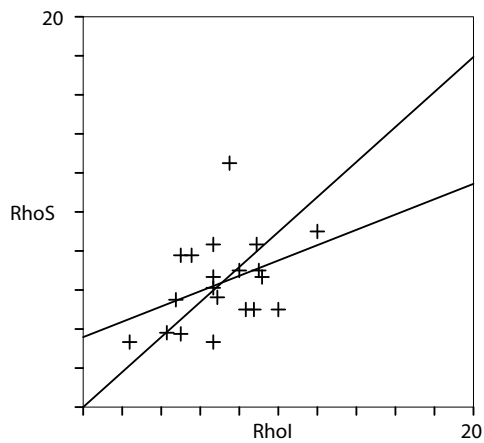
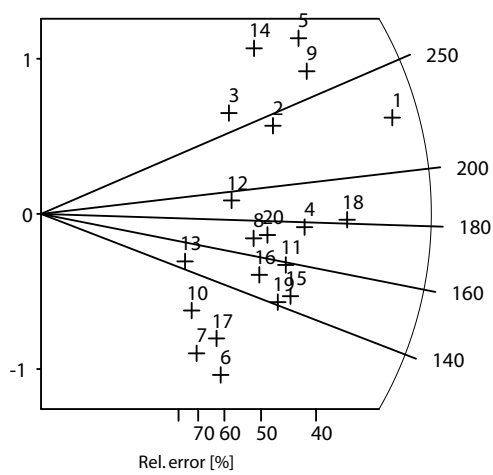
IB-00-2
Age central : 178.4 Ma
Nb Cristaux : 20



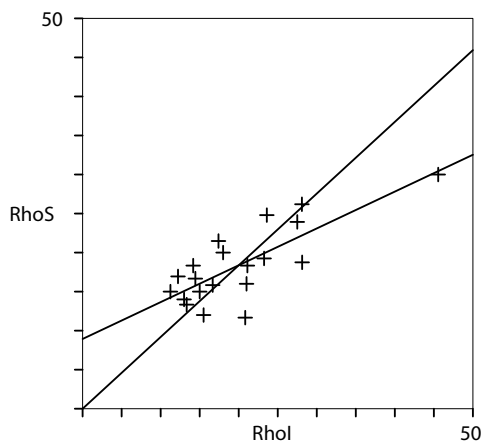
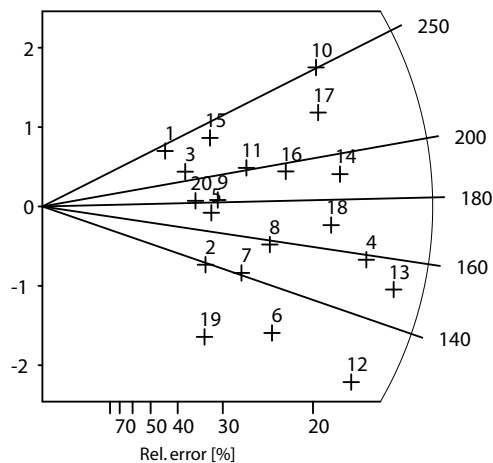
IB-03-1
Age central : 144.7 Ma
Nb Cristaux : 20



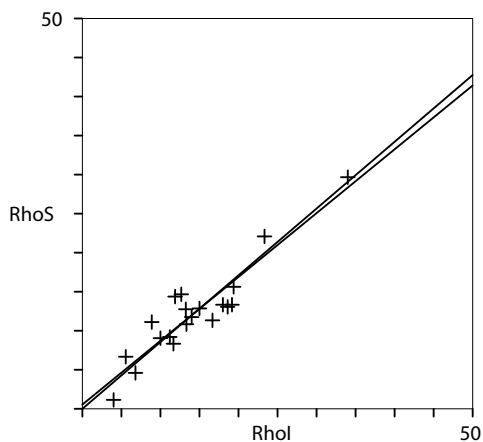
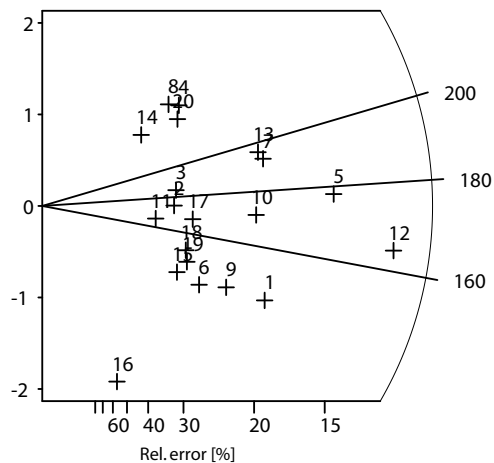
IB-03-2
Age central : 153.6 Ma
Nb Cristaux : 20



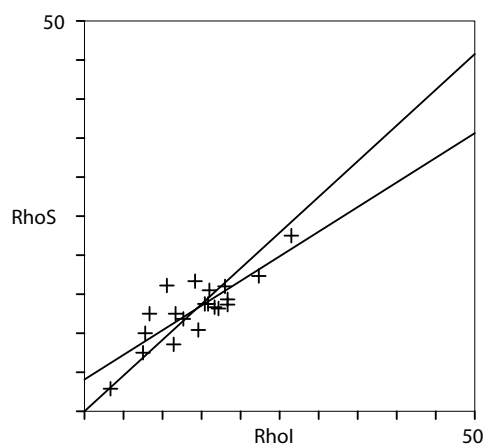
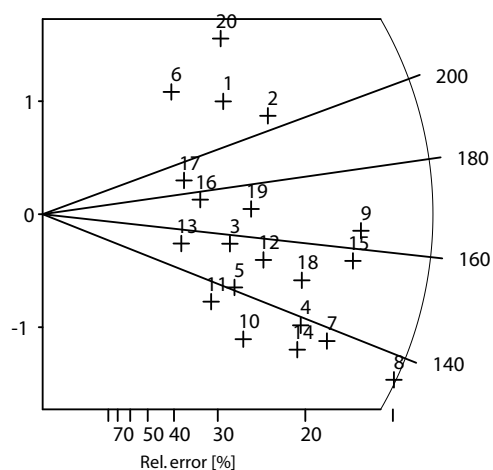
IB-03-3
Age central : 184.4 Ma
Nb Cristaux : 20



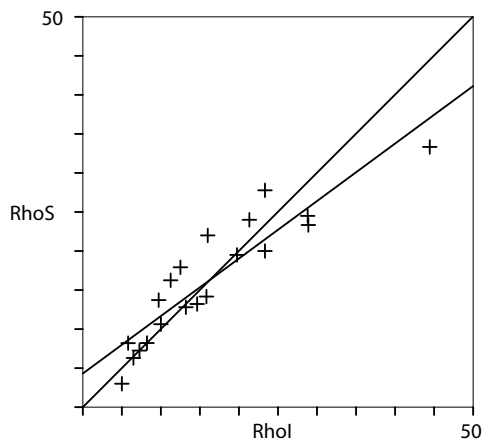
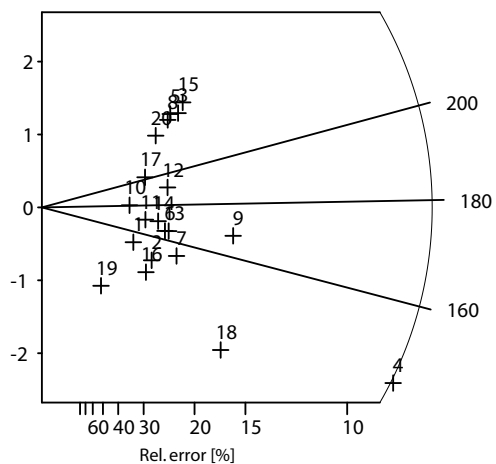
IB-03-4
Age central : 184.4 Ma
Nb Cristaux : 20



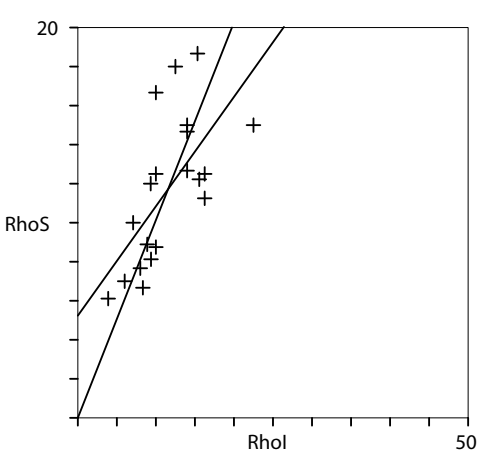
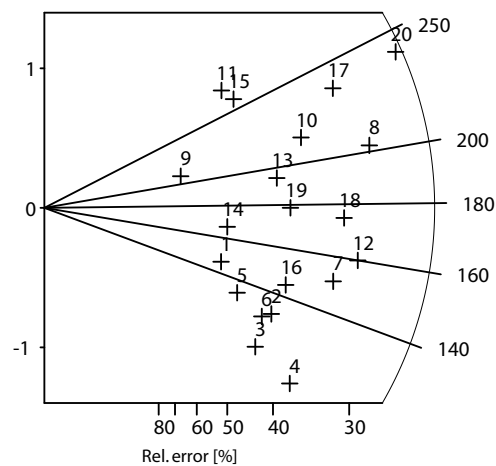
IB-03-5
Age central : 174.5 Ma
Nb Cristaux : 20



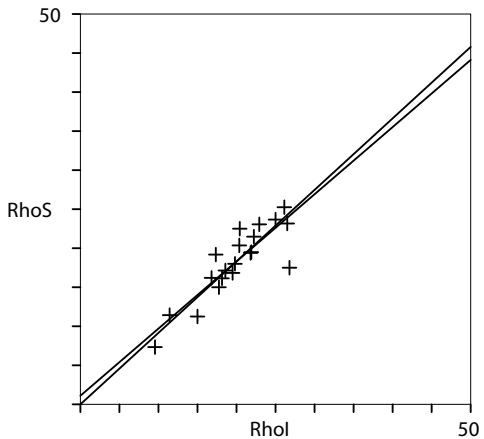
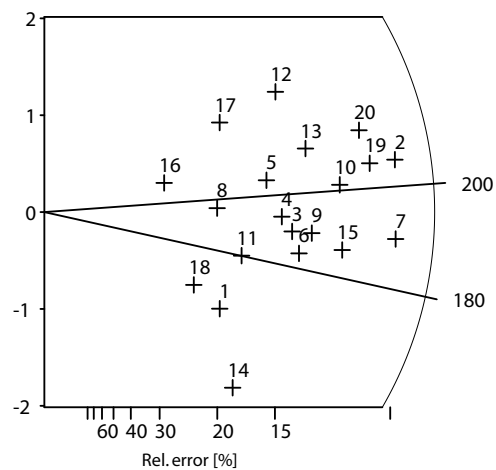
IB-03-6
Age central : 168.4 Ma
Nb Cristaux : 20



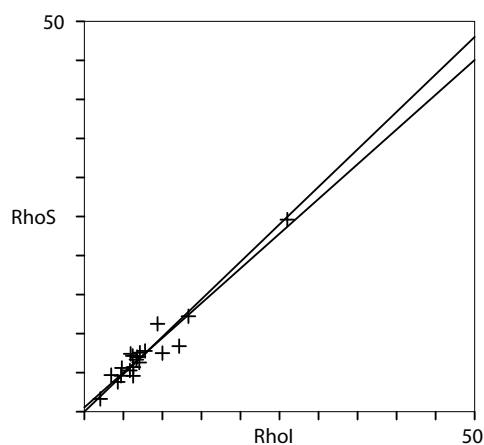
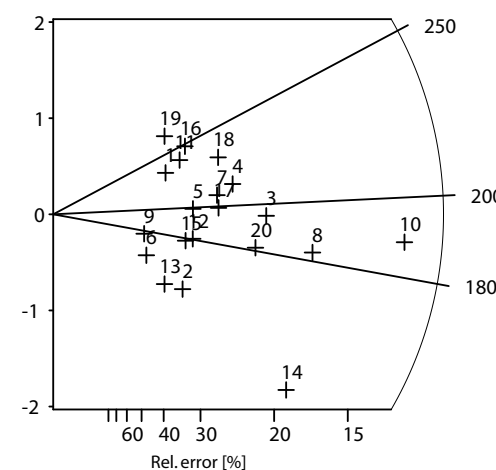
IB-03-7
Age central : 178.6 Ma
Nb Cristaux : 20



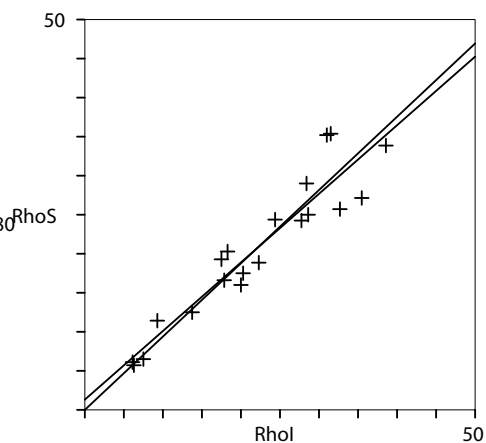
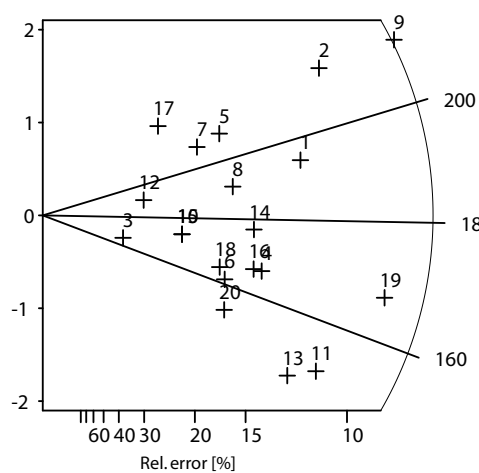
IB-03-8
Age central : 178.6 Ma
Nb Cristaux : 20



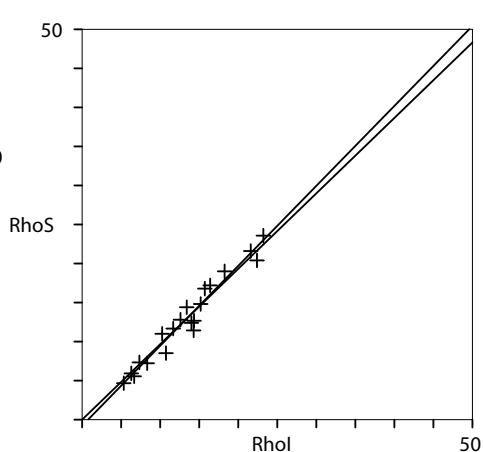
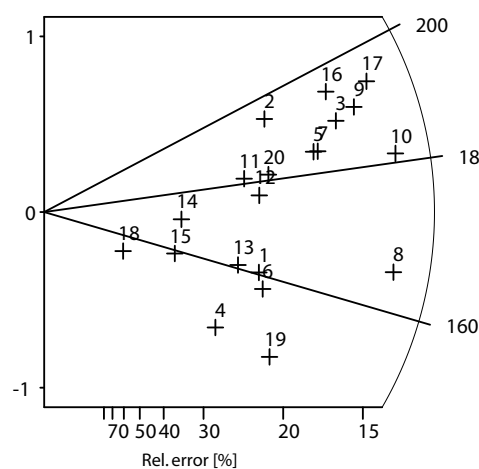
IB-05-4
Age central : 194.9 Ma
Nb Cristaux : 20



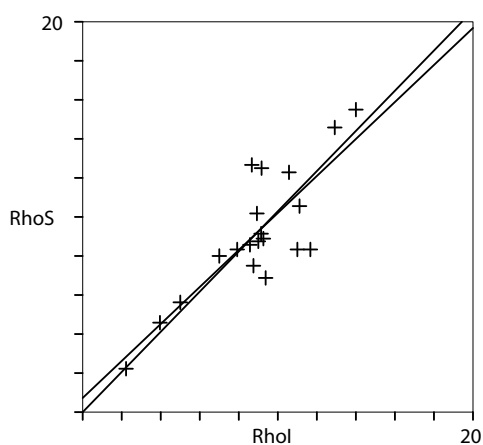
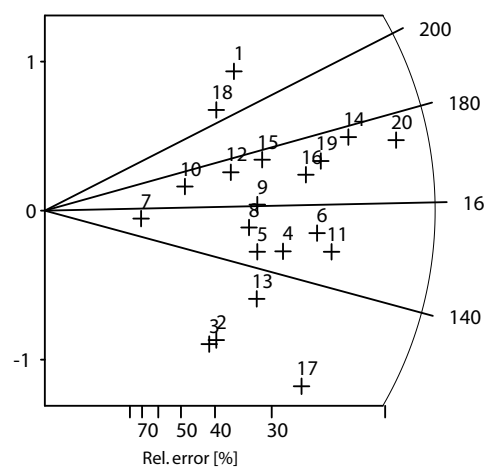
IB-05-5
Age central : 195.7 Ma
Nb Cristaux : 20



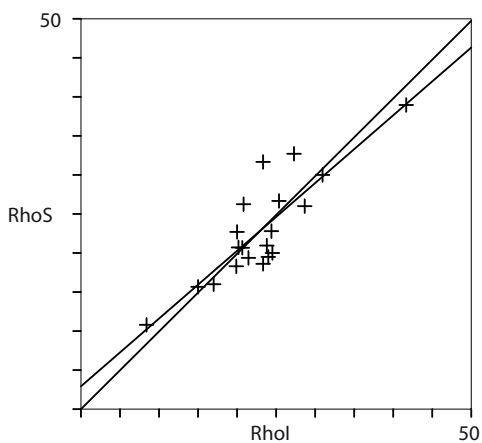
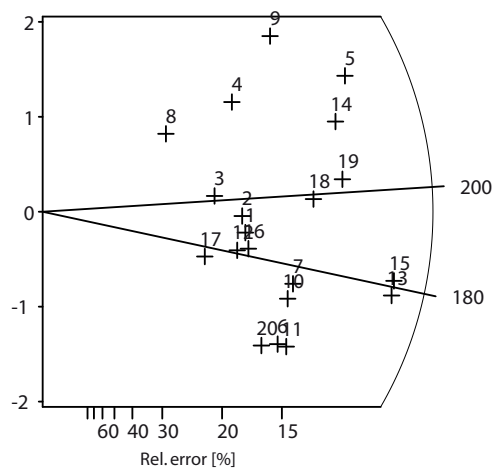
IB-05-6
Age central : 181.1 Ma
Nb Cristaux : 20



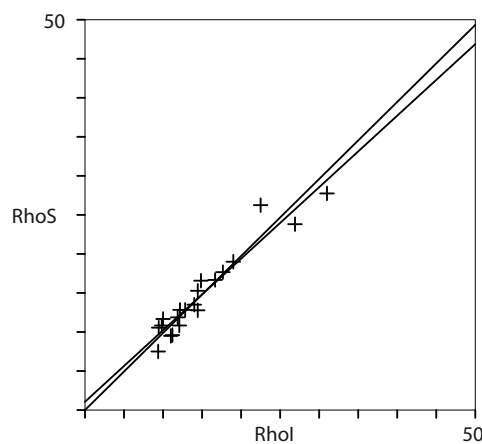
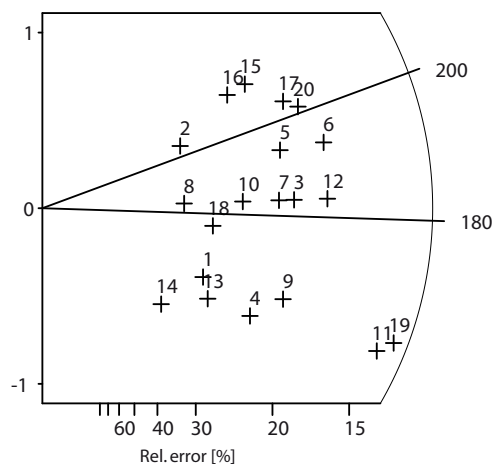
IB-05-7
Age central : 173.2 Ma
Nb Cristaux : 20



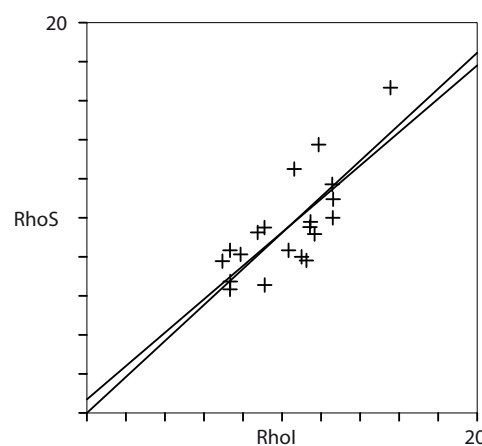
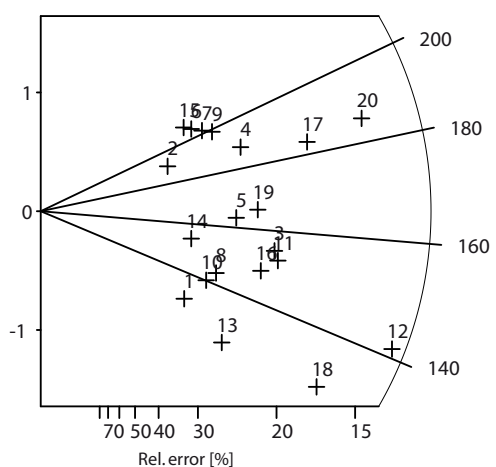
IB-05-9
Age central : 173.2 Ma
Nb Cristaux : 20



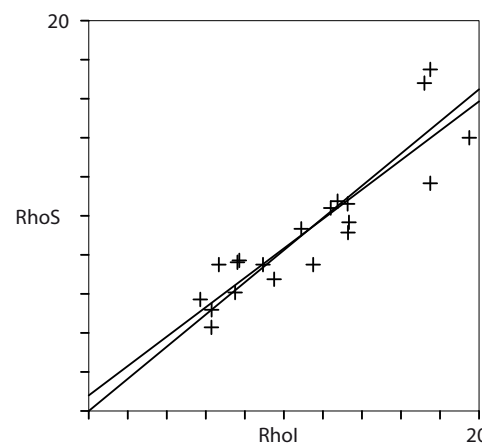
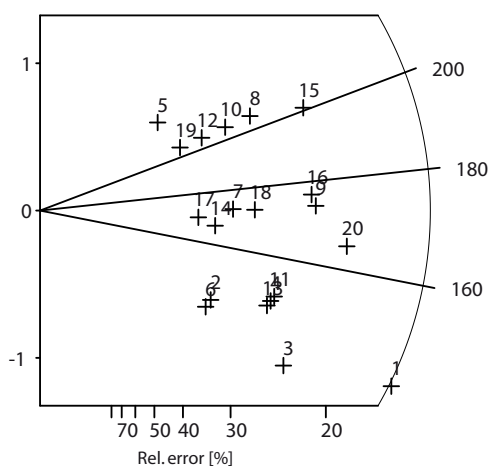
BK-05-1
Age central : 195.3 Ma
Nb Cristaux : 20



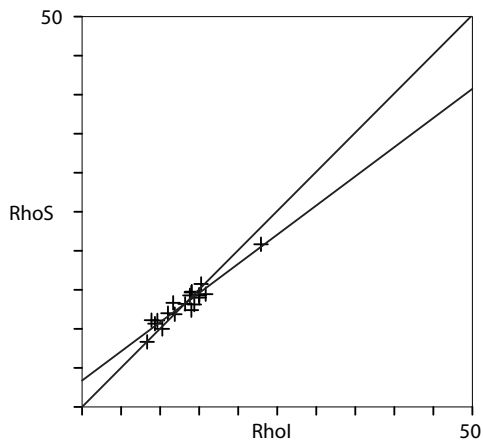
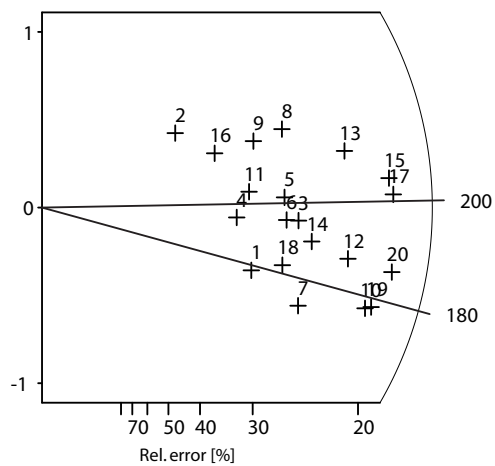
BK-05-5
Age central : 181.5 Ma
Nb Cristaux : 20



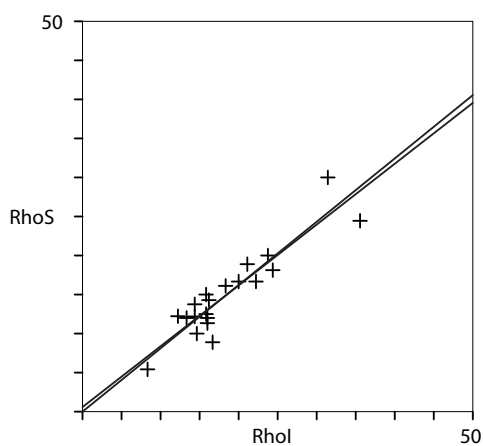
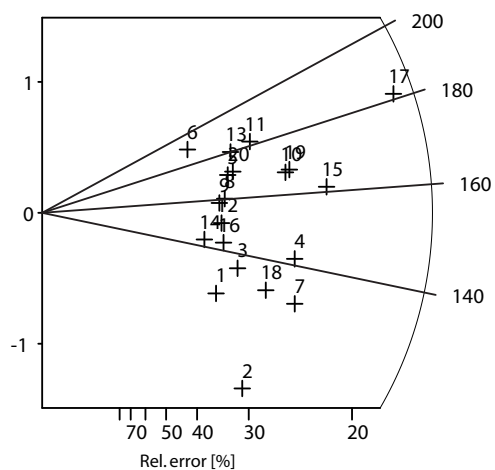
BK-05-7
Age central : 165.4 Ma
Nb Cristaux : 20



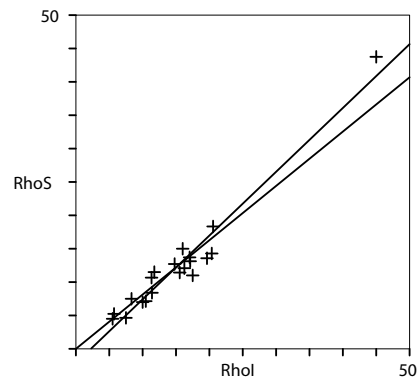
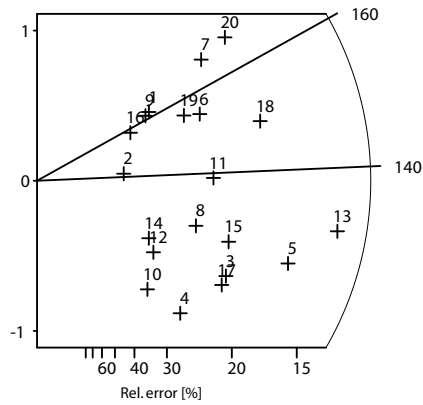
BK-05-9
Age central : 172.7 Ma
Nb Cristaux : 20



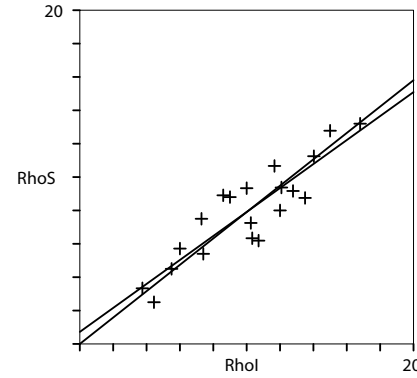
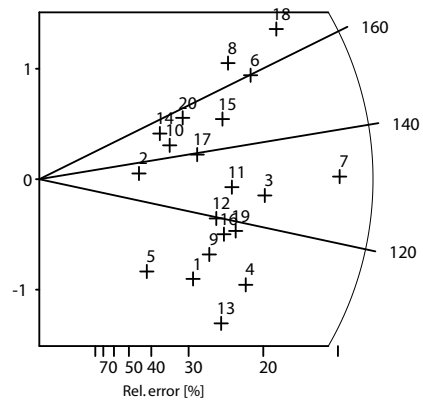
BK-05-10
Age central : 198.7 Ma
Nb Cristaux : 20



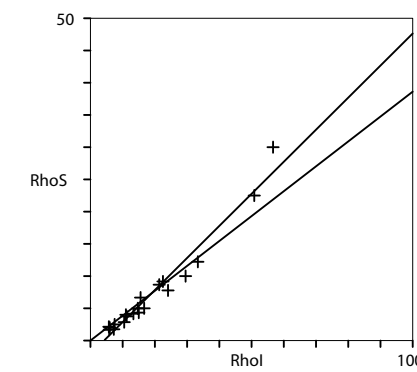
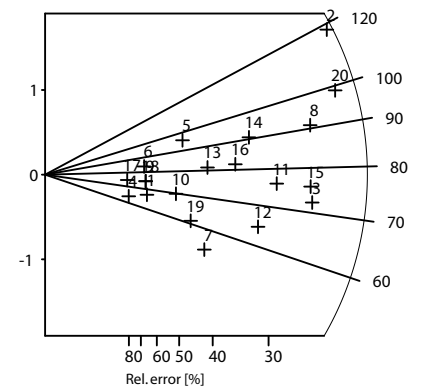
BK-05-11
Age central : 154.5 Ma
Nb Cristaux : 20



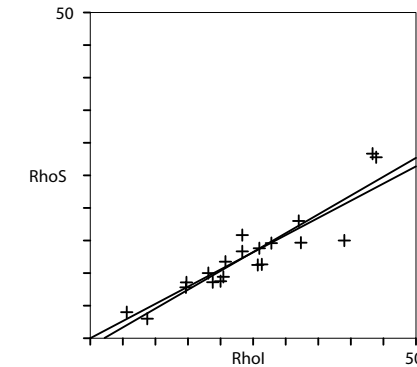
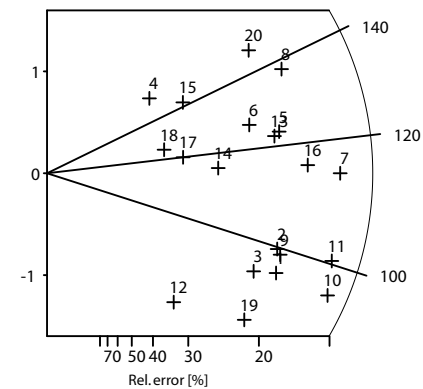
IT-05-2
Age central : 138.5 Ma
Nb Cristaux : 20



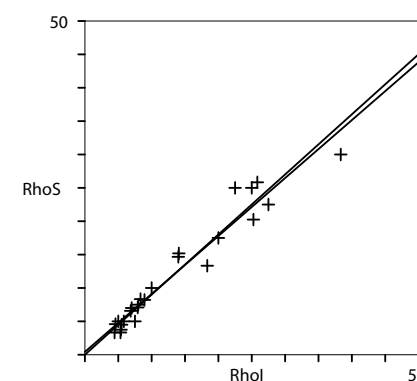
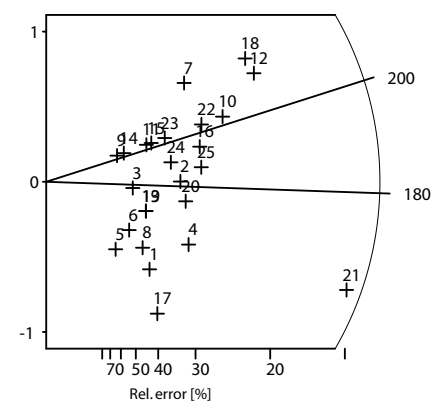
IT-05-3
Age central : 130.9 Ma
Nb Cristaux : 20



IT-05-7
Age central : 78.4 Ma
Nb Cristaux : 20



IT-05-8
Age central : 114.3 Ma
Nb Cristaux : 20



IT-05-14
Age central : 181.8 Ma
Nb Cristaux : 20

ANNEXE C

pos.	sample	ncc	RE1 (ncc)	RE2 (ncc)	RE3 (ncc)	Total (ncc)	comment	RE1%	RE2%	RE3%	FT	mass [μg]	He/μg
1	IB03-1-Ap1	0.0818	-0.0003			0.0821		-0.37	0.00	0.00	0.67	2.4	0.0342
2	IB03-1-Ap2	0.0600	-0.0003			0.0603		-0.50	0.00	0.00	0.68	2.6	0.0232
3	IB03-1-Ap3	0.2681	0.0005			0.2676		0.19	0.00	0.00	0.75	5.7	0.0469
4	IB03-2-Ap1	0.2254	-0.0002			0.2256		-0.09	0.00	0.00	0.67	2.7	0.0836
5	IB03-2-Ap2	0.2830	-0.0001			0.2831		-0.04	0.00	0.00	0.70	3.6	0.0786
6	IB03-2-Ap3	0.4526	0.0000			0.4526		0.00	0.00	0.00	0.73	4.9	0.0924
7	IB03-3-Ap1	0.0948	0.0000			0.0948		0.00	0.00	0.00	0.64	3.0	0.0316
8	IB03-3-Ap2	0.1329	-0.0003			0.1332		-0.23	0.00	0.00	0.62	2.6	0.0512
9	IB03-3-Ap3	0.1589	0.0003			0.1586		0.19	0.00	0.00	0.68	5.2	0.0305
10	IB03-4-Ap1	0.3787	-0.0003			0.3790		-0.08	0.00	0.00	0.70	3.3	0.1148
11	IB03-4-Ap2	0.3843	-0.0003			0.3846		-0.08	0.00	0.00	0.68	3.0	0.1282
12	IB03-4-Ap3	3.6089	-0.0001			3.6090		0.00	0.00	0.00	0.79	8.9	0.4055
13	97MR22-143	0.0149	-0.0003			0.0152		-2.01	0.00	0.00	0.73	2.4	0.0063
14	IB03-5-Ap1	0.4317	-0.0002			0.4319		-0.05	0.00	0.00	0.66	2.4	0.1800
15	IB03-5-Ap2	1.1692				1.1692	Power outage lost re-extrac	0.00	0.00	0.00	0.74	5.4	0.2165
16	IB03-5-Ap3	0.7013	0.0003			0.7010		0.04	0.00	0.00	0.73	4.8	0.1460
17	IB03-8-Ap1	1.0918	0.0000			1.0918		0.00	0.00	0.00	0.76	6.5	0.1680
18	IB03-8-Ap2	1.5849	-0.0002			1.5851		-0.01	0.00	0.00	0.71	3.6	0.4403
19	IB03-8-Ap3	2.9510	0.0007			2.9503		0.02	0.00	0.00	0.73	5.1	0.5785
1	97MR22-144	0.0293	0.0003			0.0290		1.02	0.00	0.00	0.74	3.0	0.0097
2	BK05-1-Ap1	5.0673	0.0006			5.0667		0.01	0.00	0.00	0.76	9.2	0.5507
3	BK05-1-Ap2	3.3747	0.0006			3.3741		0.02	0.00	0.00	0.69	4.6	0.7335
4	BK05-1-Ap3	3.0447	0.0003			3.0444		0.01	0.00	0.00	0.65	3.6	0.8457
5	BK05-7-Ap1	1.6125	0.0001			1.6124		0.01	0.00	0.00	0.71	6.2	0.2601
6	BK05-7-Ap2	0.7759	-0.0001			0.7760		-0.01	0.00	0.00	0.72	5.7	0.1361
7	BK05-7-Ap3	1.4915	-0.0001			1.4916		-0.01	0.00	0.00	0.73	7.8	0.1912
8	BK05-9-Ap1	0.8277	0.0019			0.8296		0.23	0.00	0.00	0.74	9.2	0.0902
9	BK05-9-Ap2	1.5065	0.0111			1.5176		0.74	0.00	0.00	0.76	7.9	0.1921
10	BK05-9-Ap3	0.8066	0.0047			0.8113		0.58	0.00	0.00	0.75	8.0	0.1014
11	BK05-10-Ap1	2.2058	0.0002			2.2056		0.01	0.00	0.00	0.74	8.5	0.2595
12	BK05-10-Ap2	0.8379	0.0002			0.8377		0.02	0.00	0.00	0.73	6.6	0.1269
13	BK05-10-Ap3	0.7794	0.0002			0.7792		0.03	0.00	0.00	0.71	5.3	0.1470
14	BK05-11-Ap1	1.7108	0.0011			1.7119		0.06	0.00	0.00	0.74	8.7	0.1968
15	BK05-11-Ap2	1.5059	0.0002			1.5057		0.01	0.00	0.00	0.74	7.8	0.1930
16	BK05-11-Ap3	1.0091	0.0002			1.0089		0.02	0.00	0.00	0.71	4.7	0.2147

Résumé

Ce travail de thèse reconstruit l'histoire des reliefs de la région Mongolie-Sibérie, qui sont les plus septentrionaux d'Asie Centrale associés à la collision Inde-Asie. La formation de ces chaînes (Gobi-Altay, Altay et Sayan) est contrôlée par l'activité de grands décrochements auxquels sont associés des segments de failles inverses. Ces failles réactivent d'anciennes structures crustales. Les reliefs sont caractérisés par la préservation de surfaces plates perchées (plateaux sommitaux et anciens piedmonts) suggérant une surrection récente. À l'aide d'une approche morphotectonique et géochronologique, nous estimons les cinématiques et les vitesses des failles principales ainsi que l'âge du début de la surrection des reliefs qui leur sont associés. Nous décrivons l'évolution morphologique de ces reliefs et analysons les interactions entre les processus tectoniques et climatiques qui les affectent.

Pendant le Pléistocène Supérieur – Holocène, la vitesse horizontale des décrochements de Bogd (Gobi-Altay) et de Hovd (Altay) est de ~1 mm/an, tandis que la vitesse verticale des segments inverses est de 0,1-0,2 mm/an. Le début de la surrection des massifs du Gobi-Altay et de l'Altay oriental apparaît synchrone, et se situe entre le Miocène Terminal et le Pléistocène Inférieur. Il s'agit donc des reliefs les plus jeunes d'Asie Centrale, ce qui est cohérent avec une propagation en séquence de la déformation compressive depuis le front himalayen. Ces massifs enregistrent également un événement tectonique jurassique-crétacé, associé à des mouvements verticaux supérieurs à 2 km. L'érosion consécutive à cet épisode aboutit à une vaste pénéplaine, dont les reliques constituent les surfaces sommitales des massifs mongolo-sibériens.

Mots clés : tectonique active, surrection de montagnes, évolution de la morphologie, vitesses de failles, morphotectonique, traces de fission, 10Be

Chronology and evolution of the relief within the Mongolia-Siberia region: morphotectonic and geochronologic approach

The aim of this thesis is to reconstruct the history of the reliefs within the Mongolia-Siberia region, which are the northernmost belts of Central Asia associated with the India-Asia collision. The formation of these belts (Gobi-Altay, Altay and Sayan) is controlled by the activity of large strike-slip faults, associated with reverse segments. These faults reactivate ancient crustal structures. Reliefs are characterized by the preservation of perched flat surfaces (summit plateaus and ancient piedmonts) suggesting a recent uplift. By a morphotectonic and geochronologic approach, we estimate the kinematics and the slip rates of the main faults, as well as the age of the onset of the uplift of the associated reliefs. We describe the morphologic evolution of the of these reliefs and analyze the interactions between the tectonic and climatic processes affecting them.

During the Upper Pleistocene – Holocene, the horizontal slip-rates along the Bogd (Gobi-Altay) and Hovd (Altay) strike-slip faults is estimated at ~1mm/yr, while the vertical slip-rates of the reverse segments is estimated at 0.1-0.2 mm/yr. The onset of the uplift of the massifs of the Gobi-Altay and of the eastern Altay appears coeval, and lie between the Latest Miocene and the Lower Pleistocene. These are therefore the youngest reliefs of Central Asia, which is consistent with an 'in sequence' propagation of the compressive deformation from the himalyan front. These massifs also record a jurassic-cretaceous tectonic event, associated with local vertical movements higher than 2 km. The erosion consecutive to this episode led to the formation of a large peneplain, whose relicts form the summit surfaces of the mongolo-siberian massifs.

Keywords : active tectonics, massif uplift, morphology evolution, fault slip rate, morphotectonics, fission tracks, 10Be

Discipline : Sciences de la Terre

Laboratoire : Dynamique de la Lithosphère (UMR5573)